

1 (56) январь 2009

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ
РУДОПРОЯВЛЕНИЯ
НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ И РАЗРАБОТКИ
ПЕЛЯТКИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**ТЕХНОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ОСНОВНЫХ
ОТРАСЛЕЙ ЭКОНОМИКИ НА ОКРУЖАЮЩУЮ
ПРИРОДНУЮ СРЕДУ ЯНАО**

*«Богатство недр
есть залог величия державы»*

М.В. Ломоносов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ К, U И ТН В РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЯХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 12 П РАДУЖНОГО ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

М.Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень

АННОТАЦИЯ

Приведены результаты гамма-спектрометрических исследований трех гранулометрических фракций образцов, отобранных из скважины 12 П Радужного лицензионного участка в интервале около 900 м (верхнеюрские и нижнемеловые отложения). Рассмотрены особенности распределения естественно-радиоактивных элементов (ЕРЭ) в различных гранулометрических фракциях и литологических типах пород. Исследован характер распределения акцессорных минералов, содержащих в своем составе ЕРЭ, выделены основные их классы.

PRINCIPLES OF K, U AND TH DISTRIBUTION IN DIFFERENT PARTICLE-SIZE FRACTIONS OF DEPOSITS PENETRATED BY WELL 12 P OF RADUZHNYI LICENSE AREA (WESTERN SIBERIA)

M. Yu. Zubkov

ООО ZapSibGC, Tyumen

ABSTRACT

Results of gamma-spectrometric analyses of three particle-size fractions of samples selected from well 12 P of Raduzhnyi license area in approximately 900 m interval (Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits) are given. Author considered peculiarities of naturally radioactive elements (NRE) distribution in a different particle-size fractions and lithological types of rocks. Characteristics of distribution of auxiliary minerals containing NRE were examined and their principal classes were specified.

При проведении работ, связанных с подсчетом запасов, а затем и составлением технологических схем разработки месторождений возникает необходимость оценки глинистости продуктивных отложений, влияющей на их фильтрационно-емкостные свойства, а также и на характер насыщения. Обычно с этой целью используют результаты скважинных определений величины собственных потенциалов ($\alpha_{сн}$) и/или показаний метода естественной радиоактивности (ГК) пород. Причем поскольку последний метод обладает более высокой разрешающей способностью по сравнению с первым, то для тонкослоистого продуктивного разреза он является более предпочтительным. Чтобы воспользоваться результатами скважинного гамма-каротажа или скважинной гамма-спектрометрии, для определения содержания глинистой фракции в составе различных литологических типов пород необходимо создать петрофизическую (гамма-спектрометрическую) базу на основе лабораторного исследования радиоактивных свойств различных гранулометрических фракций, входящих в состав продуктивных отложений. С этой целью из осадков, вскрытых рассматриваемой скважиной, выделялись три гранулометрические фракции (песчаная, крупноалевритовая, а также сумма мелкоалевритовой и глинистой), в которых определялись содержание ЕРЭ и величина суммарной радиоактивности, а также их минеральный состав. Проведенные исследования позволили установить закономерности в распределении ЕРЭ и общей радиоактивности в различных гранулометрических фракциях, выделить акцессорные минералы и органо-минеральные соединения, концентрирующие Th и U, однако связи радиоактивных свойств с содержанием глинистых минералов установить не удалось по ряду причин, рассмотренных в настоящей публикации.

ВВЕДЕНИЕ

Скважиной 12 П Радужного лицензионного участка вскрыты верхнеюрские и нижненеокомские отложения в интервале глубин 2805.13—3698.6 м, в которых выделяются следующие продуктивные пласты: БТ₂, БТ₆, БТ₇, БТ₁₀, Ач, ЮТ₀ и ЮТ₁. Рассматриваемые отложения характеризуются как массивной, так и слоистой текстурой, которая обусловлена неравномерным распределением глинисто-алевритистого и углисто-слюдистого материалов. Наличие этих прослоев и слоев значительно затрудняет проведение подсчета запасов нефти и газа в рассматриваемых отложениях, т. к. их количество и объем очень трудно оценить по данным геофизических методов из-за их малой толщины. Для учета объемного содержания глинистого материала

в составе продуктивных отложений по данным геофизических исследований скважин (ГИС) обычно используется гамма-метод [1—6]. Однако радиоактивные элементы связаны не только с глинистой фракцией, но также и с алевритовой и песчаной. Поэтому, чтобы выделить долю ЕРЭ, входящих в состав глинистой фракции, необходимо оценить их содержание как в глинистой, так и в более крупных — алевритовой и песчаной фракциях.

С этой целью в настоящей работе проведен анализ распределения ЕРЭ и суммарной радиоактивности в различных гранулометрических фракциях, выделенных из перечисленных выше пластов. Выполнена оценка возможного влияния эпигенетических (гидротермальных) процессов на осадочные породы и перераспределение в них U и Th.

Основой для написания статьи послужили результаты комплексных литолого-геохимических исследований керна, отобранного из рассматриваемой скважины, вскрывшей семь перечисленных выше пластов. Выбор лишь трех гранулометрических фракций для анализа распределения в них ЕРЭ обусловлен следующим. Как показал опыт предыдущих работ [5, 6], выделение собственно глинистой фракции (размером менее 0.01 мм) связано с большими затратами времени и сил, обусловленными необходимостью отбора очень больших проб, из которых путем отмучивания можно выделить необходимые навески глинистой фракции (по крайней мере не менее 100 г). На самом деле это сделать практически невозможно. Действительно, при содержании в песчано-алевритовой породе глинистой фракции, равной, например, 10 %, чтобы набрать минимально необходимую для гамма-спектрометрических исследований навеску, необходимо раздробить и разделить на фракции пробу керна весом в 10 кг! Поэтому было принято решение исследовать лишь три упомянутые выше фракции, тем более что, как известно, наибольшее негативное влияние на коллекторские свойства наряду с глинистой оказывает именно мелкозернистая алевритовая фракция.

На растровом электронном микроскопе (РЭМ) было сделано 895 снимков различных гранулометрических фракций и получено 3246 элементных спектров с отдельных микрообъектов, присутствующих в составе выделенных фракций.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вещественный состав пород, слагающих отложения, вскрытых рассматриваемой скважиной, а также состав отдельных гранулометрических фракций исследовался комплексом физических методов, включающих оптическую и электронную

микроскопию, рентгеноструктурный и гранулометрический анализы.

Содержание главных породообразующих минералов определялось с точностью около 1 % (весовых).

Распределение ЕРЭ и суммарная радиоактивность изучались методом сцинтилляционной гамма-спектрометрии. Точность определения радиоактивных элементов и суммарной радиоактивности составляет около 15 % (отн.) для навески не менее 150—200 г.

Растровый электронный микроскоп (LEO1430 VP), использовавшийся для исследований образцов различных гранулометрических фракций, кроме фотографий, позволял получать элементный состав изучаемых микрообъектов. Чувствительность микрозонда при определении того или иного элемента зависит от его концентрации и атомного номера и в среднем составляет около 0.1 % (вес.).

Поскольку наибольшие концентрации U и Th отмечаются в акцессорных минералах, обладающих высокой плотностью, что объясняется присутствием в их составе элементов с большим атомным весом, то основная часть снимков, сделанных на РЭМ, выполнена в режиме КОМПО. Он позволяет легко находить среди микрообъектов минералы и соединения, сложенные тяжелыми атомами, выделяющиеся светло-серым или почти белым цветом на сером и темно-сером фоне других минералов, сложенных преимущественно сравнительно легкими атомами Al и Si.

Разделение образцов на три гранулометрические фракции проводилось механическим способом с использованием сит с соответствующими размерами ячеек. Выделялись три гранулометрические фракции: песчаная (>0.1 мм), крупноалевритовая (0.1—0.05 мм) и сумма мелкоалевритовой (0.05—0.01 мм) и глинистой (<0.01 мм).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ

Основным методом исследования минерального состава был рентгеноструктурный анализ, который позволяет определять содержание отдельных минералов. Поэтому полиминеральные обломки пород, представленные, например, изверженными породами, метаморфическими (кварцитами, кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми) и другими типами сланцев, с помощью этого метода определить нельзя. Для диагностики полиминеральных обломков (изверженные породы и метаморфические сланцы) использовались прозрачные петрографические шлифы.

Рассмотрение результатов рентгеноструктурного анализа различных гранулометриче-

ских фракций показало, что они слабо отличаются друг от друга по минеральному составу. Отмечается лишь незначительное увеличение содержания глинистых минералов по мере уменьшения размеров гранулометрических фракций. Концентрация кварца, альбита, кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, напротив, постепенно увеличивается при переходе от мелкозернистых к более грубозернистым фракциям. Однако таких резких изменений в составе обломочной и цементирующей частей рассматриваемых пород по мере перехода от одних фракций к другим, как, например, отмеченных в предыдущих публикациях [5, 6], получить не удалось.

Чтобы разобраться в причинах такого необычного распределения глинистых минералов и обломочного материала в различных гранулометрических фракциях, были детально проанализированы снимки РЭМ различных фракций и сделанные из них прозрачные петрографические шлифы.

Эти исследования показали, что при дроблении исходных образцов они разрушались не на отдельные обломочные зерна и глинистый цемент, как первоначально предполагалось, а на обломки, часто сложенные аргиллитами (бывшими ранее на стадиях седименто- и диагенеза глинистым цементом) с включениями обломочных зерен, или на сравнительно крупные обломки, состоящие из нескольких обломочных зерен, сцементированных также аргиллитами, цеолитами, карбонатами или, наконец, кремнистым или альбитовым цементом (рис. 1). Мелкие обломки (мелкоалевритовой и глинистой фракции) представлены разрушенными остроугольными обломочными зернами любого состава — от полиминеральных аргиллитов и метаморфических (серицитовых, хлорит-серицитовых, биотит-хлоритовых и т.п.) сланцев до мономинеральных, имеющих обычно кварцевый или полевошпатовый состав. Из-за этого и глинистые, и обломочные минералы почти с равной вероятностью оказывались в любой из гранулометрических фракций.

Из-за несколько меньшей механической прочности аргиллитов и слюдисто-хлоритовых сланцев, входящих в состав рассматриваемых отложений, они все же более интенсивно дробились в процессе подготовки проб и, соответственно, попадали преимущественно в более мелкие гранулометрические фракции. Этим и объясняется отмеченное выше, пусть небольшое, но все же вполне закономерное обогащение мелких гранулометрических фракций глинистыми и слюдястыми минералами.

Причиной, обусловившей столь необычно однородный минеральный состав полученных нами различных гранулометрических фракций, является значительная степень катагенетических

преобразований рассматриваемых отложений, которые вызваны высокими температурой и давлением, существующими на глубинах их залегания.

Из-за значительных катагенетических преобразований этих отложений глинистые минералы терригенного происхождения, присутствовавшие в них в виде микросгустков, слоев, комочков или цемента, скрепляющего друг с другом обломочные зерна, превратились в очень прочные аржиллиты, которые по своим механическим свойствам приблизились к обычным обломочным зернам или метаморфическим сланцам.

Эпигенетические глинистые минералы при дроблении пород не выделяются в отдельную фракцию, а из-за прочной связи с обломками остаются на их поверхности и вместе с ними могут попасть в любую гранулометрическую фракцию (см. рис. 1).

Таким образом, рассматриваемые отложения являются убедительным примером того, что сильно катагенетически преобразованные осадки не могут быть разделены на отдельные гранулометрические фракции, входившие в их состав на стадии седиментогенеза. Поэтому их гранулометрический состав можно изучать лишь в прозрачных петрографических шлифах. Использование механико-гидравлического способа для таких отложений бессмысленно, он дает в этом случае недостоверные результаты.

Итак, идея изучения распределения ЕРЭ и суммарной радиоактивности различных гранулометрических фракций в сильно катагенетически преобразованных осадочных породах по объективным причинам потерпела неудачу. Однако полученные данные позволяют изучить закономерности распределения ЕРЭ и суммарной радиоактивности в различных литологических типах

пород, а также выявить минералы или соединения, концентрирующие их.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ К, U, ТН И СУММАРНОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ В РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЯХ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 12 П РАДУЖНОГО ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА

Рассмотрим самые общие закономерности распределения ЕРЭ и суммарной радиоактивности в различных типах пород и выделенных из них гранулометрических фракциях.

Минимальной суммарной радиоактивностью выделяются песчаники, входящие в состав пласта БТ₁₀. Песчаная фракция характеризуется суммарной радиоактивностью, варьирующей от 4.83 до 5.57 μg , крупнозернистая алевритовая — от 5.89 до 7.40 μg и сумма мелкозернистой алевритистой и глинистой — от 4.90 до 9.39 μg (табл. 1). В рассматриваемых песчаниках основной вклад в их суммарную радиоактивность вносит калий — от 67.97 до 71.70 % в песчаной фракции, 65.95—70.01 % в крупнозернистой алевритовой фракции и от 55.23 до 68.97 % в мелкозернистой алевритовой и глинистой фракциях (см. табл. 1). Причем по мере перехода от крупных к более мелким гранулометрическим фракциям наблюдается закономерное уменьшение вклада К в суммарную радиоактивность и, напротив, рост вкладов U и особенно Th (см. табл. 1). Из чего можно заключить, что при прочих равных условиях песчаники с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) должны обладать минимальной суммарной радиоактивностью и максимальным вкладом в нее К.

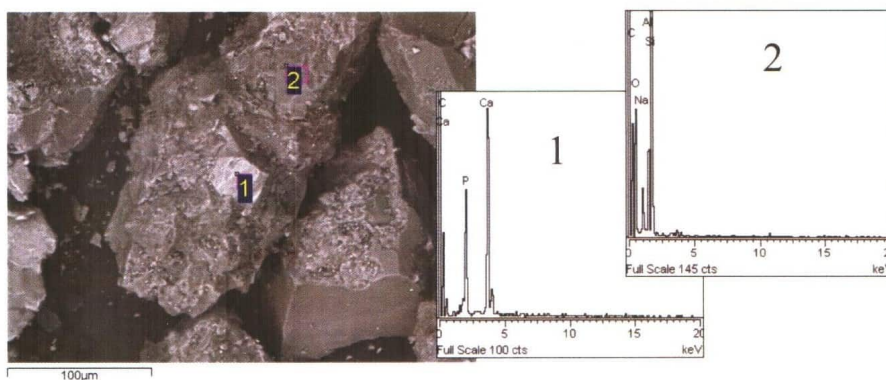


Рис. 1. Снимок РЭМ: остроугольные обломки, полученные в результате дробления обр. 3; в самом крупном обломке, состоящем из нескольких более мелких, сцементированных друг с другом зерен, присутствует апатит (спектр 1) и альбит (спектр 2), на поверхности обломков отмечаются многочисленные агрегаты эпигенетических глинистых минералов, пласт БТ₁₀ фракция > 0.1 мм

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ, ВХОДЯЩИХ В СОСТАВ ВЕРХНЕУРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ 12 П РАДУЖНОГО ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА

| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в ир) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (иr) | | | Отношения | | |
|----------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------|----------------------|-----------------------|--------|------|----------------------------------|--------|-------|-------------------|------|------|-----------|--|--|
| | | | К % | U (Ra) *10 ⁻⁴ | Th *10 ⁻⁴ | К | U (Ra) | Th | К | U (Ra) | Th | Th/U | K/U | Th/K | | | |
| 3 | >0.1 | БТ ₂ | 1.76 | 2.5 | 4.8 | 3.14 | 2.46 | 1.89 | 41.98 | 32.83 | 25.19 | 7.49 | 1.97 | 0.71 | 2.75 | | |
| 3 | 0.1—0.05 | | 2.30 | 2.2 | 5.4 | 4.12 | 2.20 | 2.11 | 48.88 | 26.12 | 25.00 | 8.42 | 2.45 | 1.05 | 2.35 | | |
| 3 | <0.05 | | 2.26 | 4.0 | 7.5 | 4.04 | 3.99 | 2.92 | 36.86 | 36.46 | 26.68 | 10.95 | 1.88 | 0.56 | 3.32 | | |
| 11 | >0.1 | БТ ₂ | 2.48 | 1.1 | 5.8 | 4.44 | 1.05 | 2.27 | 57.23 | 13.54 | 29.24 | 7.77 | 5.54 | 2.36 | 2.34 | | |
| 11 | 0.1—0.05 | | 2.34 | 2.5 | 9.5 | 4.19 | 2.48 | 3.71 | 40.36 | 23.88 | 35.77 | 10.38 | 3.84 | 0.94 | 4.07 | | |
| 11 | <0.05 | | 2.22 | 4.5 | 11.8 | 3.97 | 4.45 | 4.61 | 30.46 | 34.19 | 35.35 | 13.03 | 2.65 | 0.50 | 5.33 | | |
| 42 | >0.1 | БТ ₆ | 2.26 | 3.1 | 9.9 | 4.04 | 3.12 | 3.86 | 36.65 | 28.31 | 35.04 | 11.02 | 3.17 | 0.72 | 4.39 | | |
| 42 | 0.1—0.05 | | 2.63 | 3.8 | 12.5 | 4.71 | 3.79 | 4.88 | 35.21 | 28.35 | 36.44 | 13.38 | 3.30 | 0.69 | 4.75 | | |
| 42 | <0.05 | | 2.71 | 4.6 | 11.9 | 4.86 | 4.59 | 4.64 | 34.47 | 32.60 | 32.93 | 14.09 | 2.59 | 0.59 | 4.38 | | |
| 43 | >0.1 | БТ ₆ | 1.70 | 2.2 | 8.3 | 3.04 | 2.20 | 3.22 | 35.90 | 26.02 | 38.08 | 8.46 | 3.75 | 0.77 | 4.87 | | |
| 43 | 0.1—0.05 | | 1.89 | 2.9 | 9.4 | 3.39 | 2.86 | 3.67 | 34.18 | 28.86 | 36.96 | 9.92 | 3.28 | 0.66 | 4.96 | | |
| 43 | <0.05 | | 2.39 | 1.9 | 10.5 | 4.28 | 1.86 | 4.11 | 41.71 | 18.17 | 40.12 | 10.26 | 5.66 | 1.28 | 4.41 | | |
| 48 | >0.1 | БТ ₆ | 2.34 | 2.5 | 10.1 | 4.19 | 2.50 | 3.94 | 39.41 | 23.52 | 37.06 | 10.63 | 4.04 | 0.94 | 4.32 | | |
| 48 | 0.1—0.05 | | 3.23 | 2.8 | 12.7 | 5.78 | 2.80 | 4.95 | 42.72 | 20.69 | 36.59 | 13.53 | 4.54 | 1.15 | 3.93 | | |
| 48 | <0.05 | | 3.04 | 3.7 | 13.4 | 5.43 | 3.70 | 5.23 | 37.84 | 25.77 | 36.40 | 14.36 | 3.62 | 0.82 | 4.41 | | |
| 52 | >0.1 | БТ ₆ | 2.62 | 3.7 | 12.6 | 4.68 | 3.67 | 4.92 | 35.27 | 27.65 | 37.08 | 13.28 | 3.44 | 0.71 | 4.83 | | |
| 52 | 0.1—0.05 | | 3.13 | 5.2 | 14.4 | 5.60 | 5.24 | 5.64 | 34.00 | 31.82 | 34.19 | 16.48 | 2.76 | 0.60 | 4.62 | | |
| 52 | <0.05 | | 3.35 | 4.6 | 16.0 | 6.00 | 4.56 | 6.25 | 35.69 | 27.13 | 37.18 | 16.80 | 3.51 | 0.73 | 4.78 | | |
| 60 | >0.1 | БТ ₆ | 2.29 | 2.7 | 9.4 | 4.10 | 2.66 | 3.67 | 39.30 | 25.51 | 35.20 | 10.43 | 3.54 | 0.86 | 4.11 | | |
| 60 | 0.1—0.05 | | 2.44 | 5.5 | 16.8 | 4.37 | 5.55 | 6.53 | 26.55 | 33.73 | 39.72 | 16.45 | 3.02 | 0.44 | 6.87 | | |
| 60 | <0.05 | | 2.15 | 5.4 | 15.7 | 3.84 | 5.38 | 6.13 | 25.00 | 35.06 | 39.94 | 15.36 | 2.92 | 0.40 | 7.33 | | |

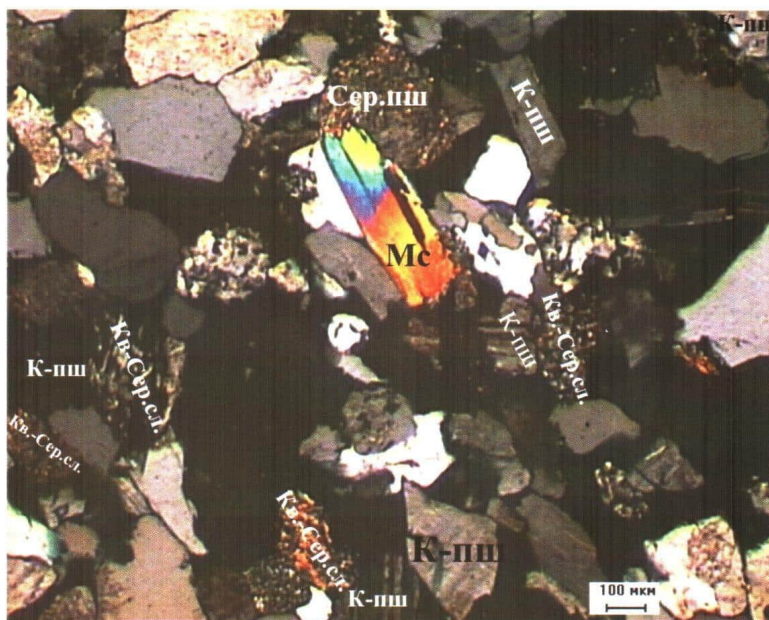
| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в μg) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (μr) | Отношения | | |
|----------------|----------|--------------------|-------------------|------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------|------|----------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-----------|------|-------|
| | | | К % | U (Ra) $\cdot 10^{-4}$ | Th $\cdot 10^{-4}$ | К | U (Ra) | Th | К | U (Ra) | Th | | Th/U | K/U | Th/K |
| 95 | >0.1 | БТ ₇ | 2.13 | 2.8 | 10.7 | 3.81 | 2.85 | 4.16 | 35.23 | 26.32 | 38.45 | 10.82 | 3.75 | 0.75 | 5.01 |
| 95 | 0.1—0.05 | | 2.69 | 3.3 | 12.0 | 4.81 | 3.27 | 4.68 | 37.69 | 25.64 | 36.68 | 12.75 | 3.67 | 0.82 | 4.47 |
| 95 | <0.05 | | 2.42 | 4.2 | 15.7 | 4.34 | 4.21 | 6.12 | 29.57 | 28.70 | 41.73 | 14.67 | 3.73 | 0.58 | 6.48 |
| 102 | >0.1 | БТ ₇ | 1.97 | 2.6 | 6.2 | 3.53 | 2.65 | 2.42 | 41.06 | 30.81 | 28.14 | 8.59 | 2.34 | 0.74 | 3.15 |
| 102 | 0.1—0.05 | | 2.69 | 3.6 | 13.8 | 4.81 | 3.64 | 5.38 | 34.77 | 26.30 | 38.93 | 13.83 | 3.80 | 0.74 | 5.14 |
| 102 | <0.05 | | 2.43 | 5.4 | 12.6 | 4.35 | 5.38 | 4.91 | 29.71 | 36.73 | 33.56 | 14.65 | 2.34 | 0.45 | 5.18 |
| 104 | >0.1 | БТ ₁₀ | 2.02 | 2.4 | 11.2 | 3.61 | 2.45 | 4.38 | 34.61 | 23.44 | 41.95 | 10.44 | 4.59 | 0.83 | 5.56 |
| 104 | 0.1—0.05 | | 2.37 | 5.2 | 19.1 | 4.24 | 5.20 | 7.45 | 25.12 | 30.79 | 44.10 | 16.89 | 3.67 | 0.46 | 8.06 |
| 104 | <0.05 | | 2.06 | 6.5 | 19.3 | 3.69 | 6.49 | 7.52 | 20.86 | 36.65 | 42.49 | 17.70 | 2.97 | 0.32 | 9.35 |
| 121 | >0.1 | БТ ₁₀ | 2.15 | 0.6 | 2.3 | 3.86 | 0.61 | 0.92 | 71.70 | 11.27 | 17.03 | 5.38 | 3.88 | 3.56 | 1.09 |
| 121 | 0.1—0.05 | | 2.73 | 0.8 | 4.5 | 4.89 | 0.76 | 1.75 | 66.13 | 10.24 | 23.63 | 7.40 | 5.92 | 3.61 | 1.64 |
| 121 | <0.05 | | 2.90 | 1.9 | 6.0 | 5.19 | 1.86 | 2.35 | 55.23 | 19.76 | 25.01 | 9.39 | 3.25 | 1.56 | 2.08 |
| 131 | >0.1 | БТ ₁₀ | 2.29 | 0.6 | 2.3 | 4.10 | 0.56 | 0.91 | 73.59 | 10.00 | 16.40 | 5.57 | 4.20 | 4.11 | 1.02 |
| 131 | 0.1—0.05 | | 2.77 | 1.0 | 2.9 | 4.95 | 0.99 | 1.13 | 70.01 | 14.03 | 15.96 | 7.07 | 2.92 | 2.79 | 1.05 |
| 131 | <0.05 | | 3.31 | 1.1 | 3.9 | 5.93 | 1.14 | 1.53 | 68.97 | 13.30 | 17.74 | 8.60 | 3.42 | 2.90 | 1.18 |
| 132 | >0.1 | БТ ₁₀ | 1.83 | 1.0 | 1.4 | 3.27 | 1.00 | 0.55 | 67.85 | 20.72 | 11.43 | 4.83 | 1.41 | 1.83 | 0.77 |
| 132 | 0.1—0.05 | | 2.17 | 1.2 | 2.1 | 3.88 | 1.20 | 0.81 | 65.95 | 20.32 | 13.73 | 5.89 | 1.73 | 1.81 | 0.96 |
| 132 | <0.05 | | 1.65 | 0.9 | 2.8 | 2.95 | 0.85 | 1.09 | 60.29 | 17.42 | 22.29 | 4.90 | 3.28 | 1.93 | 1.70 |
| 136 | >0.1 | БТ ₁₀ | 1.75 | 1.7 | 4.1 | 3.13 | 1.70 | 1.60 | 48.71 | 26.43 | 24.86 | 6.43 | 2.41 | 1.03 | 2.34 |
| 136 | 0.1—0.05 | | 2.21 | 2.0 | 11.5 | 3.95 | 2.00 | 4.50 | 37.80 | 19.14 | 43.06 | 10.45 | 5.77 | 1.10 | 5.23 |
| 136 | <0.05 | | 2.13 | 3.4 | 12.5 | 3.81 | 3.39 | 4.89 | 31.55 | 28.01 | 40.43 | 12.08 | 3.70 | 0.63 | 5.88 |
| 144 | >0.1 | БТ ₁₀ | 1.76 | 1.6 | 6.6 | 3.14 | 1.60 | 2.56 | 43.03 | 21.90 | 35.06 | 7.30 | 4.10 | 1.10 | 3.74 |
| 144 | 0.1—0.05 | | 2.07 | 4.1 | 16.5 | 3.71 | 4.09 | 6.43 | 26.10 | 28.74 | 45.17 | 14.23 | 4.03 | 0.51 | 7.94 |
| 144 | <0.05 | | 2.07 | 4.1 | 22.4 | 3.71 | 4.14 | 8.74 | 22.38 | 24.93 | 52.69 | 16.60 | 5.42 | 0.50 | 10.81 |
| 151 | >0.1 | БТ ₁₀ | 2.01 | 0.9 | 3.6 | 3.60 | 0.89 | 1.42 | 60.93 | 15.03 | 24.04 | 5.91 | 4.10 | 2.26 | 1.81 |
| 151 | 0.1—0.05 | | 2.30 | 1.9 | 4.1 | 4.12 | 1.93 | 1.59 | 53.91 | 25.30 | 20.80 | 7.64 | 2.11 | 1.19 | 1.77 |
| 151 | <0.05 | | 2.36 | 2.3 | 7.9 | 4.22 | 2.35 | 3.09 | 43.70 | 24.31 | 31.98 | 9.66 | 3.37 | 1.00 | 3.36 |

| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в μr) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (μr) | Отношения | | |
|----------------|----------|--------------------|-------------------|------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------|-------|----------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-----------|-------|------|
| | | | К % | U (Ra) $\cdot 10^{-4}$ | Th $\cdot 10^{-4}$ | К | U (Ra) | Th | К | U (Ra) | Th | | Th/U | K/U | Th/K |
| 154 | >0.1 | Ач | 1.79 | 1.4 | 6.3 | 3.20 | 1.43 | 2.45 | 45.19 | 20.19 | 34.62 | 7.08 | 4.40 | 1.25 | 3.52 |
| 154 | 0.1—0.05 | | 2.26 | 2.4 | 7.8 | 4.05 | 2.45 | 3.03 | 42.49 | 25.68 | 31.84 | 9.53 | 3.18 | 0.92 | 3.44 |
| 154 | <0.05 | | 2.57 | 2.6 | 10.2 | 4.61 | 2.57 | 3.98 | 41.29 | 23.00 | 35.71 | 11.16 | 3.98 | 1.00 | 3.97 |
| 161 | >0.1 | | 1.55 | 1.8 | 6.2 | 2.77 | 1.80 | 2.44 | 39.55 | 25.68 | 34.77 | 7.01 | 3.47 | 0.86 | 4.04 |
| 161 | 0.1—0.05 | | 2.01 | 2.1 | 6.6 | 3.61 | 2.10 | 2.57 | 43.55 | 25.36 | 31.09 | 8.28 | 3.14 | 0.96 | 3.28 |
| 161 | <0.05 | | 2.39 | 3.6 | 10.6 | 4.28 | 3.60 | 4.13 | 35.61 | 29.97 | 34.42 | 12.01 | 2.94 | 0.66 | 4.44 |
| 170 | >0.1 | | 2.40 | 3.7 | 11.4 | 4.29 | 3.68 | 4.45 | 34.56 | 29.64 | 35.79 | 12.42 | 3.10 | 0.65 | 4.75 |
| 170 | 0.1—0.05 | | 2.62 | 6.1 | 11.3 | 4.69 | 6.10 | 4.40 | 30.89 | 40.16 | 28.96 | 15.18 | 1.85 | 0.43 | 4.30 |
| 170 | <0.05 | | 2.95 | 5.5 | 12.5 | 5.27 | 5.55 | 4.86 | 33.63 | 35.37 | 31.00 | 15.68 | 2.25 | 0.53 | 4.23 |
| 178 | >0.1 | | 1.56 | 1.7 | 6.1 | 2.80 | 1.71 | 2.38 | 40.59 | 24.82 | 34.58 | 6.89 | 3.57 | 0.91 | 3.91 |
| 178 | 0.1—0.05 | | 2.10 | 2.6 | 7.6 | 3.76 | 2.57 | 2.98 | 40.42 | 27.63 | 31.95 | 9.31 | 2.97 | 0.82 | 3.63 |
| 178 | <0.05 | | 2.36 | 3.6 | 12.5 | 4.22 | 3.57 | 4.89 | 33.29 | 28.14 | 38.57 | 12.68 | 3.51 | 0.66 | 5.32 |
| 183 | >0.1 | | 1.59 | 2.0 | 9.4 | 2.85 | 2.00 | 3.66 | 33.47 | 23.52 | 43.02 | 8.50 | 4.69 | 0.80 | 5.90 |
| 183 | 0.1—0.05 | | 2.05 | 4.3 | 12.0 | 3.67 | 4.30 | 4.68 | 29.03 | 33.98 | 36.99 | 12.65 | 2.79 | 0.48 | 5.85 |
| 183 | <0.05 | | 2.30 | 4.9 | 16.3 | 4.12 | 4.91 | 6.36 | 26.79 | 31.91 | 41.30 | 15.39 | 3.32 | 0.47 | 7.08 |
| 186 | >0.1 | | 1.47 | 1.6 | 8.1 | 2.63 | 1.60 | 3.16 | 35.56 | 21.66 | 42.77 | 7.39 | 5.06 | 0.92 | 5.52 |
| 186 | 0.1—0.05 | | 1.87 | 3.5 | 11.0 | 3.35 | 3.52 | 4.29 | 30.06 | 31.50 | 38.44 | 11.16 | 3.13 | 0.53 | 5.87 |
| 186 | <0.05 | | 2.04 | 5.8 | 15.7 | 3.65 | 5.79 | 6.12 | 23.46 | 37.23 | 39.31 | 15.56 | 2.71 | 0.35 | 7.69 |
| 192 | >0.1 | | 1.36 | 4.7 | 12.7 | 2.44 | 4.70 | 4.96 | 20.14 | 38.86 | 40.99 | 12.09 | 2.70 | 0.29 | 9.34 |
| 192 | 0.1—0.05 | | 2.35 | 5.7 | 20.7 | 4.21 | 5.70 | 8.07 | 23.40 | 31.71 | 44.89 | 17.97 | 3.63 | 0.41 | 8.81 |
| 192 | <0.05 | 2.42 | 5.2 | 29.6 | 4.33 | 5.22 | 11.53 | 20.54 | 24.76 | 54.70 | 21.08 | 5.67 | 0.46 | 12.22 | |
| 197 | >0.1 | 1.53 | 6.5 | 10.2 | 2.73 | 6.50 | 3.97 | 20.69 | 49.23 | 30.07 | 13.21 | 1.57 | 0.23 | 6.67 | |
| 197 | 0.1—0.05 | 1.99 | 8.0 | 12.8 | 3.56 | 8.00 | 5.01 | 21.51 | 48.27 | 30.22 | 16.57 | 1.61 | 0.25 | 6.45 | |
| 197 | <0.05 | 2.34 | 9.7 | 16.7 | 4.19 | 9.67 | 6.53 | 20.55 | 47.41 | 32.04 | 20.39 | 1.73 | 0.24 | 7.15 | |
| 205 | >0.1 | 1.53 | 4.1 | 12.8 | 2.74 | 4.09 | 4.99 | 23.16 | 34.59 | 42.25 | 11.82 | 3.13 | 0.37 | 8.37 | |

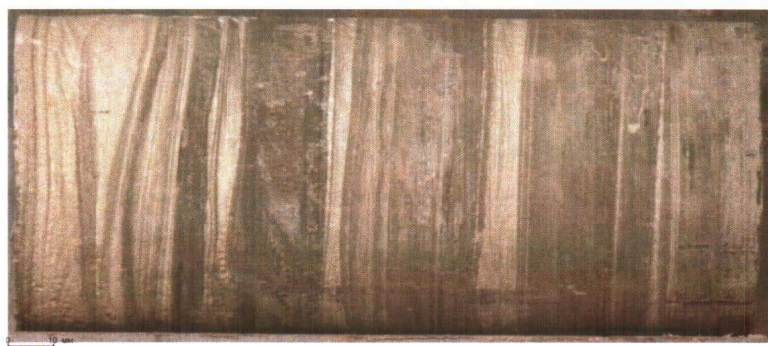
| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в μg) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (μr) | Отношения | | |
|----------------|----------|--------------------|-------------------|------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------|-------|----------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-----------|------|-------|
| | | | К % | U (Ra) $\cdot 10^{-4}$ | Th $\cdot 10^{-4}$ | К | U (Ra) | Th | К | U (Ra) | Th | | Th/U | K/U | Th/K |
| 205 | 0.1—0.05 | Ач | 2.00 | 5.9 | 19.6 | 3.59 | 5.93 | 7.66 | 20.87 | 34.54 | 44.59 | 17.17 | 3.31 | 0.34 | 9.80 |
| 205 | <0.05 | | 1.74 | 6.8 | 20.1 | 3.11 | 6.81 | 7.85 | 17.50 | 38.33 | 44.17 | 17.77 | 2.95 | 0.25 | 11.59 |
| 209 | >0.1 | | 2.44 | 3.3 | 13.0 | 4.38 | 3.30 | 5.07 | 34.33 | 25.89 | 39.78 | 12.75 | 3.94 | 0.74 | 5.32 |
| 209 | 0.1—0.05 | | 2.70 | 4.1 | 13.7 | 4.83 | 4.10 | 5.34 | 33.85 | 28.72 | 37.43 | 14.28 | 3.34 | 0.66 | 5.07 |
| 209 | <0.05 | | 2.71 | 4.0 | 12.9 | 4.84 | 4.00 | 5.03 | 34.91 | 28.83 | 36.26 | 13.88 | 3.23 | 0.68 | 4.77 |
| 210 | >0.1 | | 2.70 | 3.5 | 13.0 | 4.83 | 3.50 | 5.07 | 36.06 | 26.11 | 37.83 | 13.40 | 3.71 | 0.77 | 4.81 |
| 210 | 0.1—0.05 | | 2.61 | 3.4 | 12.5 | 4.68 | 3.40 | 4.86 | 36.16 | 26.28 | 37.55 | 12.94 | 3.66 | 0.77 | 4.77 |
| 210 | <0.05 | | 3.12 | 4.7 | 15.0 | 5.59 | 4.70 | 5.84 | 34.67 | 29.13 | 36.20 | 16.13 | 3.19 | 0.66 | 4.79 |
| 212 | >0.1 | | 2.81 | 4.7 | 15.1 | 5.03 | 4.69 | 5.88 | 32.23 | 30.06 | 37.71 | 15.60 | 3.22 | 0.60 | 5.37 |
| 212 | 0.1—0.05 | | 2.95 | 4.9 | 14.8 | 5.28 | 4.92 | 5.76 | 33.08 | 30.80 | 36.11 | 15.96 | 3.01 | 0.60 | 5.01 |
| 212 | <0.05 | | 2.91 | 9.3 | 17.9 | 5.21 | 9.31 | 7.00 | 24.22 | 43.26 | 32.52 | 21.52 | 1.93 | 0.31 | 6.16 |
| 218 | >0.1 | | 1.50 | 1.8 | 4.7 | 2.69 | 1.81 | 1.83 | 42.52 | 28.58 | 28.90 | 6.33 | 2.59 | 0.83 | 3.12 |
| 218 | 0.1—0.05 | | 1.94 | 2.4 | 5.4 | 3.47 | 2.45 | 2.09 | 43.36 | 30.52 | 26.12 | 8.01 | 2.19 | 0.79 | 2.76 |
| 218 | <0.05 | | 1.85 | 2.7 | 10.7 | 3.31 | 2.73 | 4.18 | 32.36 | 26.73 | 40.91 | 10.22 | 3.92 | 0.68 | 5.80 |
| 222 | >0.1 | | 1.73 | 1.3 | 6.3 | 3.09 | 1.27 | 2.46 | 45.28 | 18.65 | 36.07 | 6.82 | 4.96 | 1.36 | 3.66 |
| 222 | 0.1—0.05 | | 2.26 | 1.8 | 7.0 | 4.05 | 1.75 | 2.75 | 47.35 | 20.49 | 32.16 | 8.55 | 4.03 | 1.29 | 3.12 |
| 222 | <0.05 | | 2.45 | 3.8 | 12.4 | 4.39 | 3.76 | 4.83 | 33.80 | 28.99 | 37.22 | 12.98 | 3.29 | 0.65 | 5.05 |
| 225 | >0.1 | | 1.84 | 3.2 | 8.9 | 3.29 | 3.20 | 3.48 | 32.99 | 32.09 | 34.92 | 9.97 | 2.79 | 0.57 | 4.86 |
| 225 | 0.1—0.05 | | 1.92 | 2.4 | 6.7 | 3.44 | 2.40 | 2.63 | 40.64 | 28.34 | 31.02 | 8.47 | 2.81 | 0.80 | 3.50 |
| 225 | <0.05 | | 2.35 | 4.6 | 10.0 | 4.21 | 4.56 | 3.91 | 33.23 | 35.96 | 30.81 | 12.68 | 2.20 | 0.52 | 4.26 |
| 229 | >0.1 | 1.81 | 2.4 | 8.6 | 3.24 | 2.44 | 3.37 | 35.83 | 26.91 | 37.26 | 9.05 | 3.55 | 0.74 | 4.77 | |
| 229 | 0.1—0.05 | 2.40 | 2.8 | 10.1 | 4.30 | 2.84 | 3.92 | 38.86 | 25.67 | 35.47 | 11.06 | 3.54 | 0.85 | 4.19 | |
| 229 | <0.05 | 2.80 | 4.4 | 13.4 | 5.02 | 4.40 | 5.24 | 34.24 | 30.02 | 35.74 | 14.66 | 3.05 | 0.64 | 4.79 | |
| 232 | >0.1 | 1.64 | 2.5 | 6.0 | 2.94 | 2.49 | 2.34 | 37.81 | 32.06 | 30.12 | 7.77 | 2.41 | 0.66 | 3.66 | |
| 232 | 0.1—0.05 | 2.16 | 2.0 | 5.9 | 3.87 | 2.02 | 2.32 | 47.12 | 24.62 | 28.27 | 8.21 | 2.94 | 1.07 | 2.75 | |

| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в μr) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (μr) | Отношения | | |
|----------------|----------|--------------------|-------------------|-----------------------|-------------------|-----------------------------------|--------|-------|----------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-----------|------|------|
| | | | К % | U (Ra) $\ast 10^{-4}$ | Th $\ast 10^{-4}$ | К | U (Ra) | Th | К | U (Ra) | Th | | Th/U | K/U | Th/K |
| 232 | <0.05 | Ач | 2.52 | 6.9 | 10.2 | 4.51 | 6.86 | 3.97 | 29.38 | 44.75 | 25.87 | 15.34 | 1.48 | 0.37 | 4.04 |
| 237 | >0.1 | | 1.74 | 1.5 | 6.6 | 3.11 | 1.52 | 2.58 | 43.21 | 21.04 | 35.75 | 7.20 | 4.36 | 1.15 | 3.80 |
| 237 | 0.1–0.05 | | 2.27 | 3.7 | 9.0 | 4.06 | 3.71 | 3.50 | 36.00 | 32.95 | 31.05 | 11.27 | 2.42 | 0.61 | 3.96 |
| 237 | <0.05 | | 2.78 | 3.7 | 13.1 | 4.97 | 3.75 | 5.13 | 35.90 | 27.06 | 37.04 | 13.84 | 3.51 | 0.74 | 4.74 |
| 242 | >0.1 | | 1.71 | 1.7 | 7.4 | 3.06 | 1.71 | 2.87 | 40.07 | 22.36 | 37.58 | 7.64 | 4.31 | 1.00 | 4.30 |
| 242 | 0.1–0.05 | | 2.03 | 2.1 | 7.4 | 3.63 | 2.12 | 2.87 | 42.15 | 24.58 | 33.27 | 8.62 | 3.47 | 0.96 | 3.62 |
| 242 | <0.05 | | 2.16 | 3.3 | 12.4 | 3.87 | 3.30 | 4.85 | 32.19 | 27.48 | 40.33 | 12.02 | 3.76 | 0.65 | 5.75 |
| 249 | >0.1 | | 1.38 | 1.5 | 4.4 | 2.48 | 1.54 | 1.72 | 43.21 | 26.76 | 30.02 | 5.74 | 2.88 | 0.90 | 3.19 |
| 249 | 0.1–0.05 | | 2.12 | 2.1 | 6.3 | 3.80 | 2.07 | 2.47 | 45.52 | 24.85 | 29.63 | 8.35 | 3.06 | 1.02 | 2.99 |
| 249 | <0.05 | | 2.17 | 2.5 | 10.4 | 3.88 | 2.48 | 4.06 | 37.23 | 23.78 | 38.98 | 10.42 | 4.20 | 0.87 | 4.81 |
| 256 | >0.1 | | 1.57 | 1.6 | 4.5 | 2.82 | 1.58 | 1.76 | 45.74 | 25.64 | 28.62 | 6.16 | 2.86 | 1.00 | 2.87 |
| 256 | 0.1–0.05 | | 1.84 | 1.6 | 5.5 | 3.29 | 1.59 | 2.16 | 46.74 | 22.54 | 30.71 | 7.04 | 3.49 | 1.16 | 3.02 |
| 256 | <0.05 | | 2.34 | 3.1 | 10.4 | 4.19 | 3.12 | 4.04 | 36.93 | 27.47 | 35.60 | 11.35 | 3.32 | 0.75 | 4.42 |
| 259 | >0.1 | | 1.54 | 1.3 | 4.8 | 2.75 | 1.26 | 1.86 | 46.77 | 21.50 | 31.73 | 5.88 | 3.78 | 1.22 | 3.11 |
| 259 | 0.1–0.05 | 2.22 | 1.8 | 6.9 | 3.98 | 1.83 | 2.70 | 46.71 | 21.53 | 31.75 | 8.52 | 3.78 | 1.21 | 3.12 | |
| 259 | <0.05 | 2.36 | 3.1 | 11.9 | 4.23 | 3.08 | 4.63 | 35.42 | 25.80 | 38.78 | 11.94 | 3.85 | 0.77 | 5.02 | |
| 269 | >0.1 | 2.79 | 4.0 | 13.9 | 4.99 | 3.98 | 5.41 | 34.68 | 27.67 | 37.65 | 14.38 | 3.49 | 0.70 | 4.98 | |
| 269 | 0.1–0.05 | 3.16 | 4.0 | 13.0 | 5.66 | 4.01 | 5.09 | 38.36 | 27.17 | 34.46 | 14.76 | 3.25 | 0.79 | 4.12 | |
| 269 | <0.05 | 3.22 | 6.0 | 14.9 | 5.77 | 6.00 | 5.82 | 32.81 | 34.11 | 33.08 | 17.58 | 2.49 | 0.54 | 4.63 | |
| 275 | >0.1 | 1.68 | 2.7 | 5.8 | 3.00 | 2.66 | 2.26 | 37.90 | 33.59 | 28.51 | 7.92 | 2.18 | 0.63 | 3.45 | |
| 275 | 0.1–0.05 | 2.07 | 3.6 | 6.3 | 3.70 | 3.57 | 2.46 | 38.05 | 36.64 | 25.31 | 9.73 | 1.77 | 0.58 | 3.05 | |
| 275 | <0.05 | 2.35 | 4.0 | 9.5 | 4.20 | 3.96 | 3.72 | 35.37 | 33.31 | 31.32 | 11.88 | 2.41 | 0.59 | 4.06 | |
| 278 | >0.1 | 2.30 | 4.2 | 11.9 | 4.12 | 4.24 | 4.62 | 31.70 | 32.69 | 35.61 | 12.98 | 2.79 | 0.54 | 5.16 | |
| 278 | 0.1–0.05 | 2.62 | 5.9 | 11.7 | 4.69 | 5.87 | 4.55 | 31.08 | 38.83 | 30.09 | 15.10 | 1.99 | 0.45 | 4.44 | |
| 278 | <0.05 | 2.91 | 5.5 | 15.0 | 5.22 | 5.50 | 5.84 | 31.52 | 33.21 | 35.27 | 16.55 | 2.72 | 0.53 | 5.14 | |

| Номер образ-ца | Фракция | Пласт (отложе-ния) | Содержание ЕРЭ, % | | | Содержание ЕРЭ (в μg) | | | Вклад в общую радиоактивность, % | | | Общая рад-ть (μg) | Отношения | | |
|----------------|----------|---------------------------------|-------------------|-----------------------|-------------------|-----------------------------------|--------|------|----------------------------------|--------|-------|--------------------------------|-----------|------|------|
| | | | K % | U (Ra) $\ast 10^{-4}$ | Th $\ast 10^{-4}$ | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th | | Th/U | K/U | Th/K |
| 279 | >0.1 | Ач | 2.43 | 3.7 | 12.3 | 4.34 | 3.70 | 4.78 | 33.85 | 28.87 | 37.28 | 12.83 | 3.31 | 0.65 | 5.05 |
| 279 | 0.1—0.05 | | 3.08 | 3.7 | 12.0 | 5.51 | 3.66 | 4.67 | 39.82 | 26.46 | 33.72 | 13.83 | 3.27 | 0.84 | 3.89 |
| 279 | <0.05 | | 3.13 | 7.9 | 15.0 | 5.60 | 7.91 | 5.85 | 28.94 | 40.85 | 30.21 | 19.37 | 1.90 | 0.40 | 4.79 |
| 286 | >0.1 | Ач | 1.28 | 1.8 | 6.2 | 2.30 | 1.80 | 2.42 | 35.22 | 27.60 | 37.17 | 6.52 | 3.45 | 0.71 | 4.84 |
| 286 | 0.1—0.05 | | 1.94 | 1.8 | 7.0 | 3.48 | 1.80 | 2.75 | 43.33 | 22.43 | 34.25 | 8.03 | 3.92 | 1.08 | 3.63 |
| 286 | <0.05 | | 2.46 | 2.8 | 11.4 | 4.40 | 2.80 | 4.46 | 37.74 | 24.01 | 38.25 | 11.66 | 4.09 | 0.88 | 4.65 |
| 289 | >0.1 | Ач | 1.93 | 2.6 | 8.6 | 3.45 | 2.55 | 3.34 | 36.90 | 27.33 | 35.78 | 9.34 | 3.36 | 0.75 | 4.45 |
| 289 | 0.1—0.05 | | 2.26 | 3.4 | 9.3 | 4.05 | 3.35 | 3.63 | 36.72 | 30.39 | 32.88 | 11.03 | 2.77 | 0.68 | 4.11 |
| 289 | <0.05 | | 2.67 | 3.3 | 12.3 | 4.78 | 3.31 | 4.82 | 37.01 | 25.66 | 37.33 | 12.90 | 3.73 | 0.81 | 4.63 |
| 290 | >0.1 | Ач | 3.11 | 3.0 | 10.6 | 5.57 | 3.00 | 4.15 | 43.77 | 23.59 | 32.64 | 12.72 | 3.55 | 1.04 | 3.42 |
| 290 | 0.1—0.05 | | 3.17 | 3.2 | 10.5 | 5.67 | 3.20 | 4.10 | 43.72 | 24.65 | 31.63 | 12.98 | 3.29 | 0.99 | 3.32 |
| 290 | <0.05 | | 3.08 | 3.7 | 11.2 | 5.52 | 3.67 | 4.37 | 40.71 | 27.07 | 32.22 | 13.55 | 3.05 | 0.84 | 3.63 |
| 291 | >0.1 | Ач | 1.93 | 3.2 | 6.6 | 3.45 | 3.20 | 2.56 | 37.45 | 34.78 | 27.77 | 9.20 | 2.05 | 0.60 | 3.40 |
| 291 | 0.1—0.05 | | 2.39 | 3.4 | 6.7 | 4.28 | 3.44 | 2.60 | 41.48 | 33.31 | 25.21 | 10.32 | 1.94 | 0.70 | 2.79 |
| 291 | <0.05 | | 2.36 | 4.4 | 8.8 | 4.22 | 4.36 | 3.43 | 35.17 | 36.30 | 28.54 | 12.01 | 2.02 | 0.54 | 3.72 |
| 291 а | >0.1 | Подачи-мовские | 1.73 | 16.3 | 10.3 | 3.09 | 16.34 | 4.02 | 13.19 | 69.65 | 17.16 | 23.45 | 0.63 | 0.11 | 5.97 |
| 291 а | 0.1—0.05 | | 2.56 | 18.2 | 11.8 | 4.58 | 18.20 | 4.60 | 16.72 | 66.47 | 16.81 | 27.38 | 0.65 | 0.14 | 4.61 |
| 291 а | <0.05 | | 2.58 | 18.4 | 12.5 | 4.62 | 18.40 | 4.87 | 16.56 | 65.98 | 17.46 | 27.89 | 0.68 | 0.14 | 4.84 |
| 292 | >0.1 | Ач | 3.13 | 4.1 | 16.2 | 5.59 | 4.06 | 6.33 | 35.01 | 25.38 | 39.61 | 15.98 | 4.00 | 0.77 | 5.19 |
| 292 | 0.1—0.05 | | 3.51 | 5.1 | 18.7 | 6.28 | 5.10 | 7.28 | 33.67 | 27.33 | 39.00 | 18.66 | 3.66 | 0.69 | 5.32 |
| 292 | <0.05 | | 3.99 | 4.8 | 18.0 | 7.15 | 4.83 | 7.02 | 37.63 | 25.43 | 36.94 | 19.00 | 3.72 | 0.83 | 4.51 |
| 296 | >0.1 | Баже-новские (ЮТ ₀) | 1.85 | 35.4 | 7.2 | 3.31 | 35.45 | 2.81 | 7.96 | 85.29 | 6.76 | 41.56 | 0.20 | 0.05 | 3.90 |
| 296 | 0.1—0.05 | | 1.99 | 45.5 | 10.9 | 3.56 | 45.53 | 4.25 | 6.68 | 85.35 | 7.97 | 53.35 | 0.24 | 0.04 | 5.48 |
| 296 | <0.05 | | 2.08 | 40.1 | 11.9 | 3.72 | 40.13 | 4.65 | 7.68 | 82.73 | 9.59 | 48.50 | 0.30 | 0.05 | 5.73 |
| 296 а | >0.1 | ЮТ ₁ | 2.04 | 3.4 | 7.3 | 3.65 | 3.38 | 2.85 | 36.97 | 34.21 | 28.82 | 9.88 | 2.16 | 0.60 | 3.58 |
| 296 а | 0.1—0.05 | | 2.74 | 4.0 | 8.1 | 4.90 | 4.00 | 3.16 | 40.63 | 33.17 | 26.20 | 12.06 | 2.03 | 0.68 | 2.96 |
| 296 а | <0.05 | | 2.83 | 5.0 | 10.6 | 5.06 | 5.05 | 4.15 | 35.50 | 35.40 | 29.10 | 14.26 | 2.11 | 0.56 | 3.76 |



а



б

Условные обозначения:
 Кв-Сер. сл. — кварц-серицитовый сланец;
 К-пш — калиевый полевой шпат;
 Мс — мусковит; Сер. пш — серицитизированный полевой шпат.

Рис. 2. Фотография прозрачного петрографического шлифа в поляризованном свете (с анализатором), обр. 121, пласт БТ₁₀ (а) и полноразмерного образца керна, обр. 210, Ач, с повышенным содержанием К⁴⁰ за счет многочисленных прослоев и слойков, обогащенных слюдами (б)

Этот феномен мы уже подробно рассматривали в предыдущих публикациях [5, 6], поэтому здесь дадим лишь краткое пояснение. Из всех основных породообразующих минералов самым устойчивым по отношению к вторичным преобразованиям является калиевый полевой шпат. Если кварц и альбит сравнительно легко растворяются и переотлагаются в эпигенезе, заполняя собой свободное поровое пространство и, соответственно, снижают их открытую пористость, то калишпат — никогда. Поэтому чем больше в составе песчаников калиевого полевого шпата, тем в большей степени они сохраняют свои первоначальные ФЕС. По мере перехода от песчаной к глинистой фракции концентрация калия растет за счет увеличения содержания гидрослюды, смешаннослойных образований (ССО), а также мелких обломков слюд (содержание обломков калишпата, наоборот, при переходе ко все более мелким фракциям уменьшается). Однако концентрация урана и тория по мере уменьшения размеров фракций растет быстрее, чем калия,

поэтому его вклад в суммарную радиоактивность падает (см. табл. 1).

Максимальной величиной суммарной радиоактивности в рассматриваемом разрезе обладают подачимовские аргиллиты — 23.45—27.89 $\mu\text{г}$ и битуминозные отложения баженовской свиты — 41.56—53.35 $\mu\text{г}$. Основной вклад в суммарную радиоактивность этих пород вносит U, доля которого в подачимовских аргиллитах составляет 65.98—69.65 %, а в отложениях баженовской свиты — от 82.73 до 85.35 % в различных гранулометрических фракциях (см. табл. 1). Преимущественное накопление U в этих отложениях объясняется восстановительными условиями, существовавшими в осадках, обогащенных органическим веществом, способствовавшими переходу хорошо растворимого (окисленного) шестивалентного урана (U⁶⁺) в его слабо растворимую (восстановленную) четырехвалентную форму (U⁴⁺) [2—4].

Остальные осадки имеют промежуточные значения суммарной радиоактивности, причем чем выше в их составе доля самых мелкозернистых

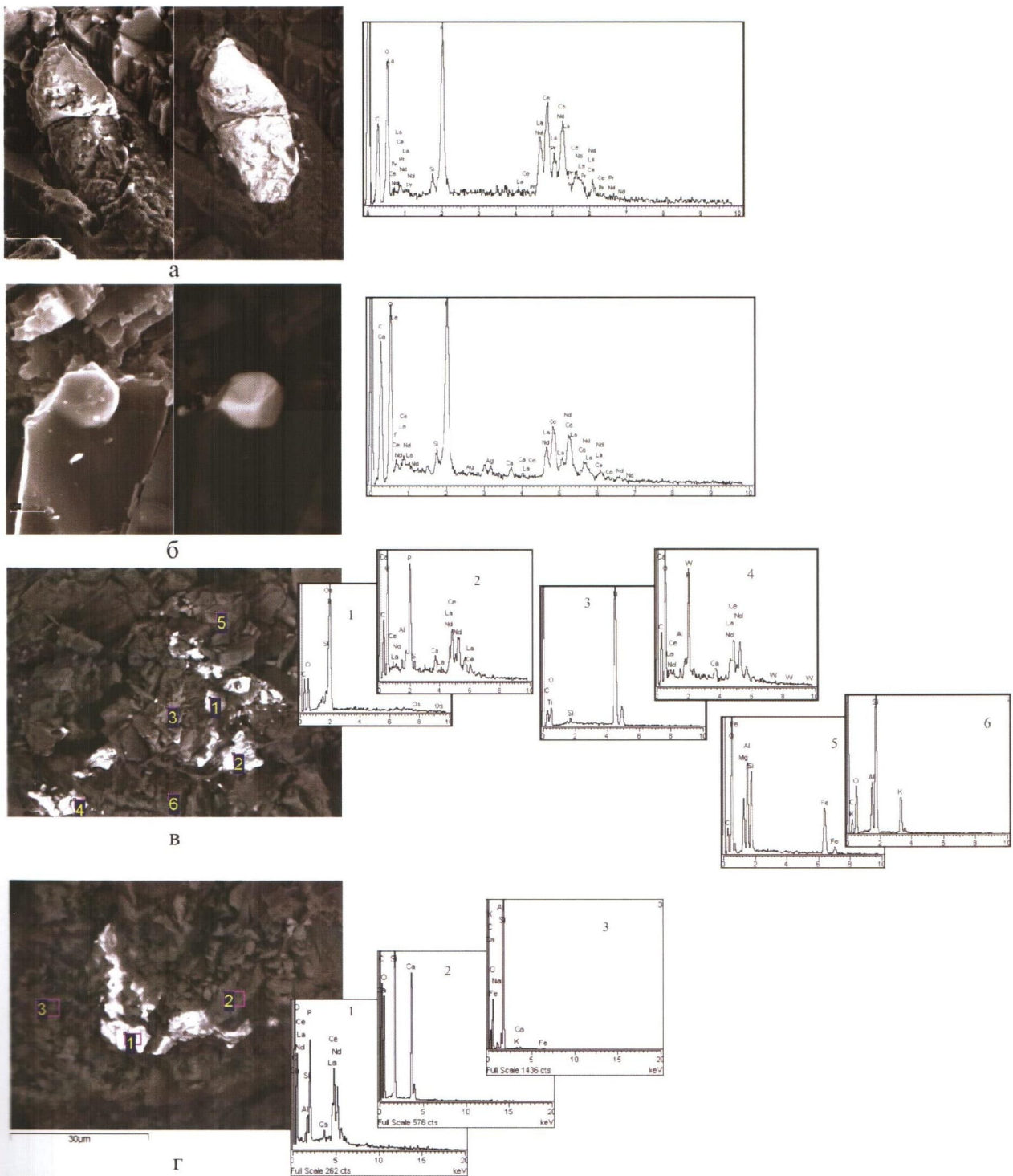


Рис. 3. Снимки РЭМ:

а — крупное зерно монацита размером около 55 мкм в кварце и его элементный спектр, обр. 178, пласт А_ч; *б* — мелкое, размером около 5 мкм, ограниченное зерно монацита, также присутствующее в виде включения в кварце, и его спектр, обр. 55, пласт БТ_г; *в* — мелкозернистые агрегаты фосфата осмия (спектр 1), монацита (спектры 2, 4) и рутила (спектр 3), присутствующих в обломочном зерне метаморфического сланца, обр. 158, пласт А_ч; *г* — мелкозернистые агрегаты монацита (спектр 1) в кварц-альбит-серцитовом сланце (спектр 3), покрытом местами эпигенетическим кальцитом (спектр 2), обр. 3, пласт БТ_г, фракция > 0.1 мм

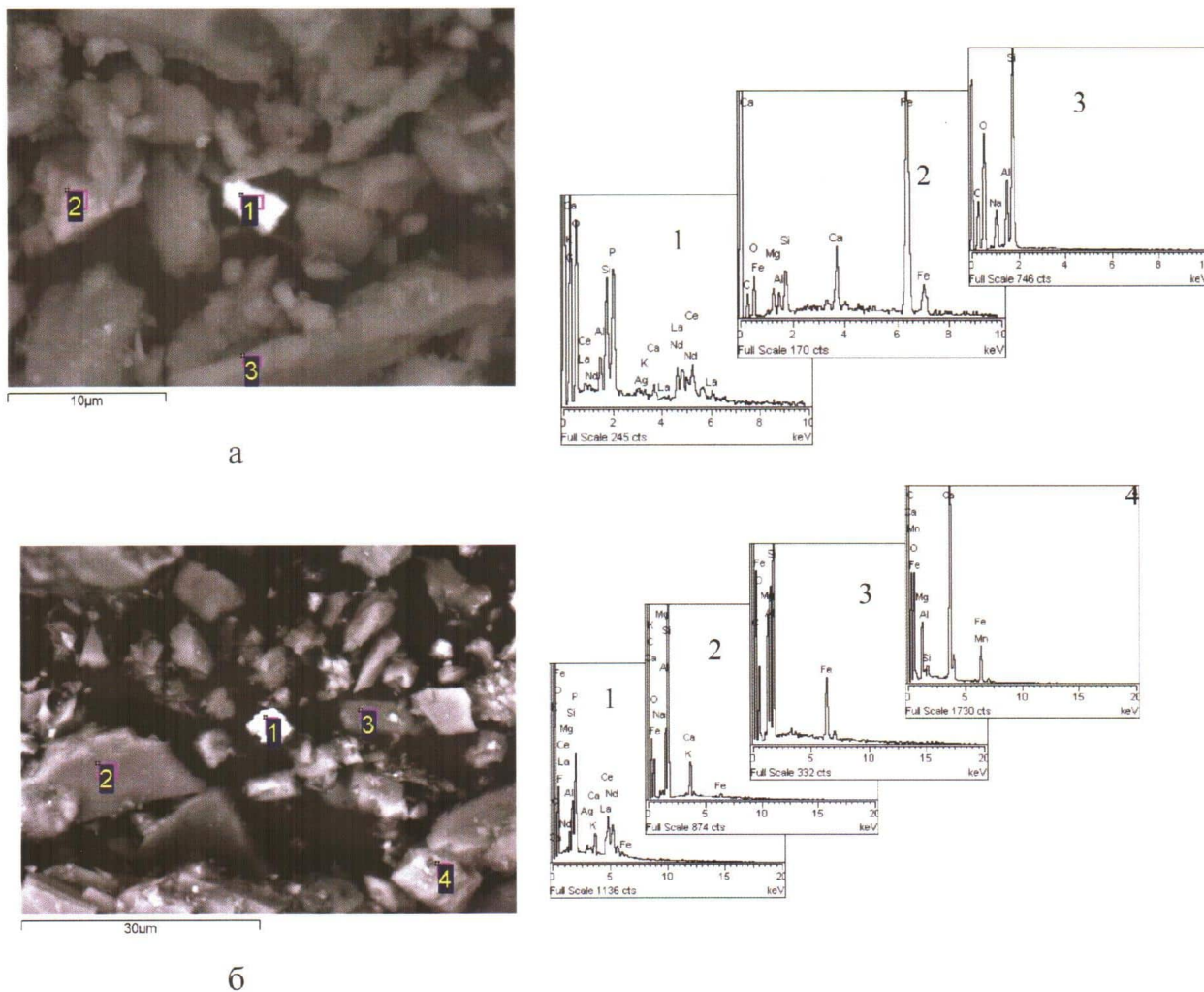


Рис. 4. Снимки РЭМ:

а — обломок монацита размером около 3 мкм (спектр 1), рядом с ним расположено зерно граната андрадит-альмандинового ряда (спектр 2) и обломок альбита (спектр 3), обр. 183, пласт Ач, фракция < 0.05 мм; б — обломочное зерно монацита размером около 4.5 мкм (спектр 1) и расположенные рядом с ним обломки калиевого полевого шпата (спектр 2), хлорита (спектр 3) и кальцита с примесью Mg, Mn, Fe (спектр 4), обр. 249, пласт Ач, фракция < 0.05 мм

фракций, тем больше их суммарная радиоактивность (см. табл. 1).

Несмотря на то, что сопоставление минерального состава различных фракций между собой не позволило установить между ними высококорреляционных связей, тем не менее отмечается вполне однозначная тенденция роста концентраций всех радиоактивных элементов и, соответственно, суммарной радиоактивности по мере перехода от крупных гранулометрических фракций ко все более мелким (см. табл. 1). Вклад калия в суммарную радиоактивность при переходе от более грубозернистых фракций к тонкозернистым уменьшается, а урана, и особенно тория, наоборот, растет.

Образцы, обогащенные калием, представлены главным образом двумя типами пород. Во-первых,

это песчаники с высоким содержанием калиевых полевых шпатов, обломками терригенных слюд и кварц-серицитовых сланцев (рис. 2а).

Во-вторых, глинисто-слюдястые алевролиты с высоким содержанием обломков слюдястых сланцев и слюд, причем последние часто концентрируются в виде многочисленных тонких прослоев (рис. 2б).

Образцы, обогащенные торием, представлены глинисто-песчанистыми алевролитами со слабовыраженной слоистостью, часто с буроватым оттенком за счет присутствия в них небольшой примеси раннедиагенетического сидерита. Вероятно, эти осадки отлагались в пределах локальных приподнятых участков дна, где они были подвержены действию волн и наддонных течений, благодаря действию которых происходило естественное

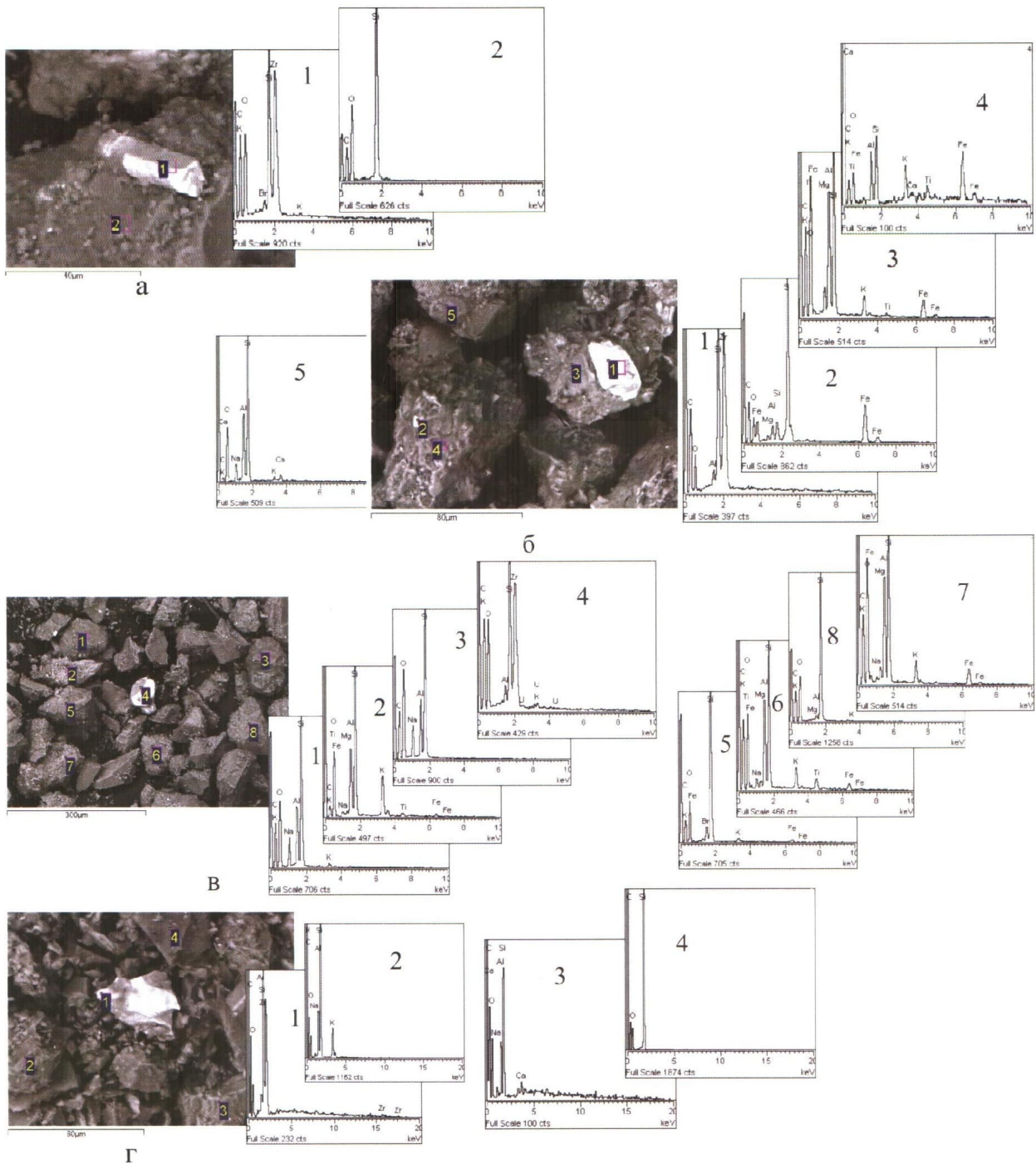


Рис. 5. Снимки РЭМ: а — удлинённый обломок кристалла циркона размером 13×35 мкм (спектр 1) в зерне кварца (спектр 2), покрытом эпигенетическими глинистыми минералами и обломками тех же размеров, обр. 225, Ач, фракция $0.05-0.1$ мм; б — зерно циркона (спектр 1) в обломочном зерне хлорит-биотитового сланца (спектр 3), кристалл пирита (спектр 2) в обломке биотитового сланца (спектр 4), поверхности обломков покрыты эпигенетическими глинистыми минералами, обр. 209, пласт Ач; в — обломочное зерно урансодержащего циркона (спектр 4), окружённое обломочными зёрнами калиевого полевого шпата (спектр 2), кварца (спектры 5, 8) и слюдяных сланцев (спектры 6, 7), поверхности обломочных зёрен покрыты эпигенетическими глинистыми минералами, а также налипшими на них под действием сил адгезии мелких обломков различного состава, имеющих размеры глинистой фракции, обр. 183, пласт Ач, фракция $0.05-0.1$ мм; г — остроугольный обломок циркона размером около 30 мкм (спектр 1) среди обломочных зёрен калиевого полевого шпата (спектр 2), альбита (спектр 3) и кварца (спектр 4), наряду с эпигенетическими глинистыми минералами, образовавшимися на их поверхности, на них расположена масса остроугольных обломков глинистой фракции, но не глинистого состава, обр. 151, пласт БТ₁₉, фракция < 0.05 мм

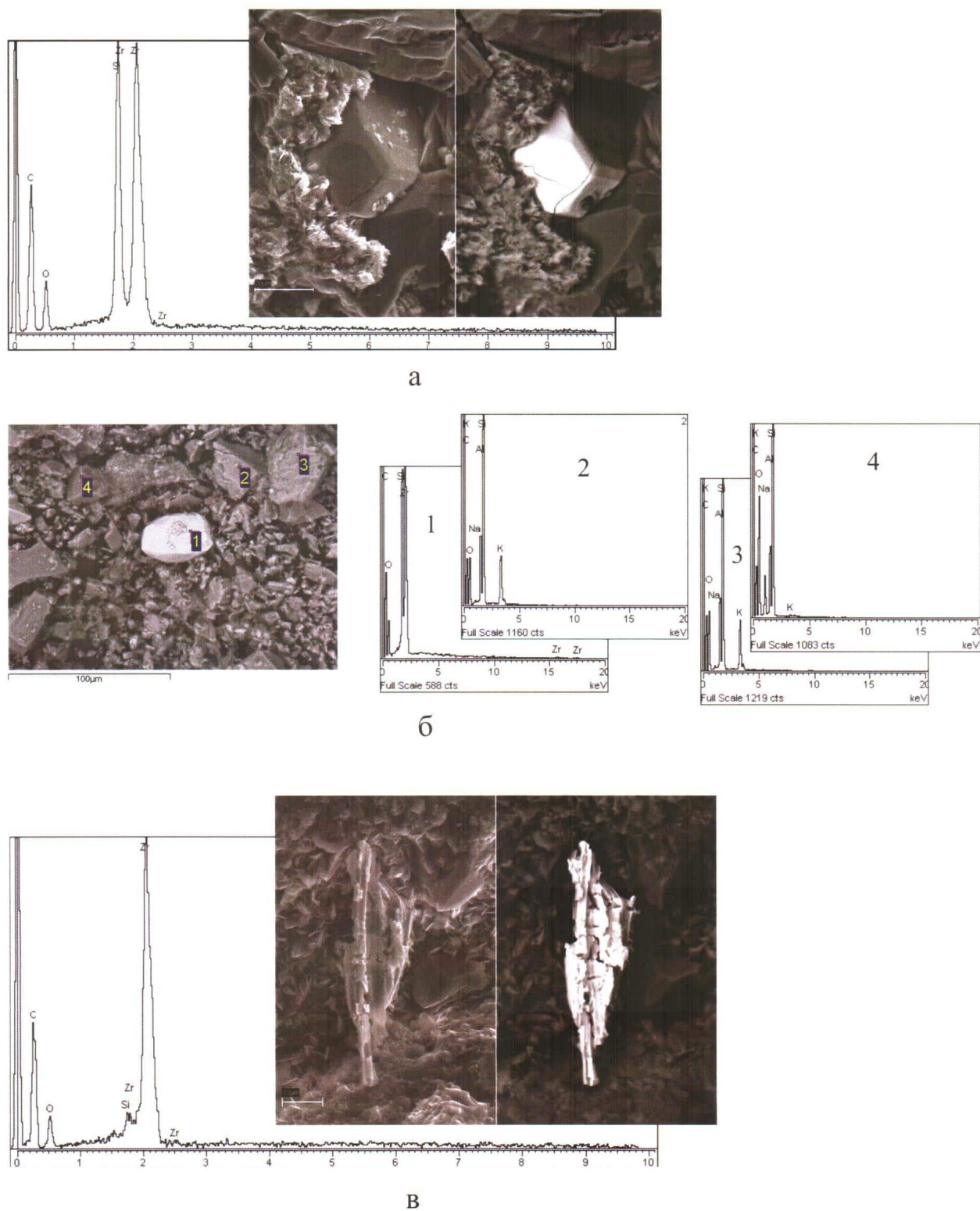


Рис. 6. Снимки РЭМ: а — регенерированное трещиноватое зерно циркона, частично покрытое агрегатами эпигенетического хлорита, и его спектр, обр. 31, пласт БТ₂; б — частично регенерированное обломочное зерно циркона, размером около 42 мкм (спектр 1), в окружении остроугольных обломков калиевого полевого шпата (спектры 2, 3) и альбита (спектр 4), отмечается большое количество мелких остроугольных обломков минералов и пород, имеющих размеры 2—5 мкм, обр. 121, пласт БТ, фракция < 0.05 мм; в — интенсивно выщелоченное «скелетное» зерно циркона, состоящее в основном из Zr вследствие преимущественного выноса из него Si и его спектр, образец 89, пласт БТ₂,

шлихование и обогащение осадков акцессорными минералами, обогащенными торием и в меньшей степени ураном (см. табл. 1). Поскольку рассматриваемые осадки накапливались достаточно далеко от береговой линии, то из песчаной фракции в них отмечается лишь мелкозернистая фракция.

Образцы, обогащенные ураном, как уже отмечалось выше, представлены аргиллитами с повышенной концентрацией органического вещества (подачимовские отложения) и битуминозными аргиллитами баженовской свиты (см. табл. 1).

МИНЕРАЛЫ, БОГАЩЕННЫЕ ТН И U, ВХОДЯЩИЕ В СОСТАВ РАССМАТРИВАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Акцессорные минералы, в составе которых обычно присутствуют U и Th, исследовались, как уже упоминалось ранее, с помощью РЭМ, причем снимки выполнялись в режиме КОМПО. Используя этот режим, удалось установить, что в рассматриваемых отложениях присутствуют следующие классы минералов, сложные тяжелыми элементами: самородные металлы, сульфиды, арсениды, силикаты, алюмосиликаты, титано- и цирконосиликаты, сульфаты, фосфаты, карбонаты и вольфраматы.

Поскольку сульфиды, арсениды, сульфаты и самородные металлы содержат кларковые концентрации радиоактивных элементов и присутствуют в виде незначительной примеси, то в настоящей работе они детально не рассматриваются, т.к. не вносят сколько-нибудь значительного вклада в радиоактивные свойства осадков. Однако известно, что эти минералы являются чрезвычайно неустойчивыми в гипергенных условиях и не могут сохраняться в процессе выветривания, транспортировки и последующего отложения осадков. Поэтому можно допустить, что они образовались в эпигенезе путем отложения из гидротермальных растворов, поступавших из фундамента.

Подробное рассмотрение сульфидов, сульфатов, арсенатов, самородных металлов и других явно эпигенетических соединений составляет предмет для отдельной публикации. Здесь же мы ограничимся лишь перечислением этих соединений и указанием пластов, в которых они были встречены.

Барит ($BaSO_4$) встречен во всех отложениях. Не исключено, что он мог попасть в образцы вместе с буровым раствором, если был использован в качестве его утяжелителя, т.е. он может являться на самом деле обычной техногенной примесью.

Галенит (PbS) встречен в виде мелких одиночных кристаллов или зерен во всех отложениях, вскрытых скважиной.

Самородные металлы, вероятно, в виде твердых растворов Ni, Co, Cu и Fe встречены в самом верхнем продуктивном пласте БТ₂.

Самородное золото обнаружено в ачимовских отложениях.

Дендриты самородной меди с примесью Sn, Fe и Cr также встречены в ачимовских отложениях.

Сульфиды сложного состава, вероятно, в виде твердых растворов Pb-Co-Cu-Sn и Fe-Co-Ni-Cu обнаружены в верхнем продуктивном пласте БТ₂.

Сфалерит (ZnS) встречен в БТ₂, БТ₆, Ач, подачимовских осадках и ЮТ₁.

Молибденит (MoS_2) обнаружен в осадках верхнего пласта БТ₂.

Пирит (FeS_2) присутствует практически во всем вскрытом скважиной интервале, причем выделяются различные его генерации, отличающиеся по времени и способу его образования (от аутигенного до эпигенетического, вероятно, гидротермального).

Халькопирит ($CuFeS_2$) встречен в осадках пласта БТ₁₀ и ачимовских отложениях.

Халькозин (Cu_2S) обнаружен в пласте БТ₁₀.

Сульфид кобальта встречен в ачимовских отложениях.

Арсениды никеля и кобальта также обнаружены в ачимовских осадках.

Вольфрамат кобальта в виде микрокристаллических агрегатов встречен в отложениях пласта БТ₇.

Чрезвычайно редкий, явно эпигенетический силикат вольфрама также обнаружен в осадках пласта БТ₇ в виде микроскопических мелкокристаллических друз.

Поскольку циркон и монацит, скорее всего, являются одними из основных концентраторов U и Th в рассматриваемых отложениях, т.к. они достаточно широко распространены и встречены в составе всех продуктивных пластов от БТ₂ до ЮТ₁, то дадим более подробную характеристику особенностям их распределения в осадках.

Монацит встречается в виде отдельных, редко довольно крупных зерен или более или менее хорошо ограненных мелких кристаллов, находящихся в виде включений в «минерале-хозяине» (рис. 3а, 3б). Скорее всего, такие зерна и/или кристаллы образовались в магматических породах на заключительных стадиях их кристаллизации или связаны с постмагматическими гидротермально-метасоматическими процессами, например, вызывающими формирование пегматитов.

Мелкие скрытозернистые агрегаты монацита и близких к нему по составу фосфатов встречены в обломках метаморфизованных осадочных пород (рис. 3в, 3г). Можно предположить, что

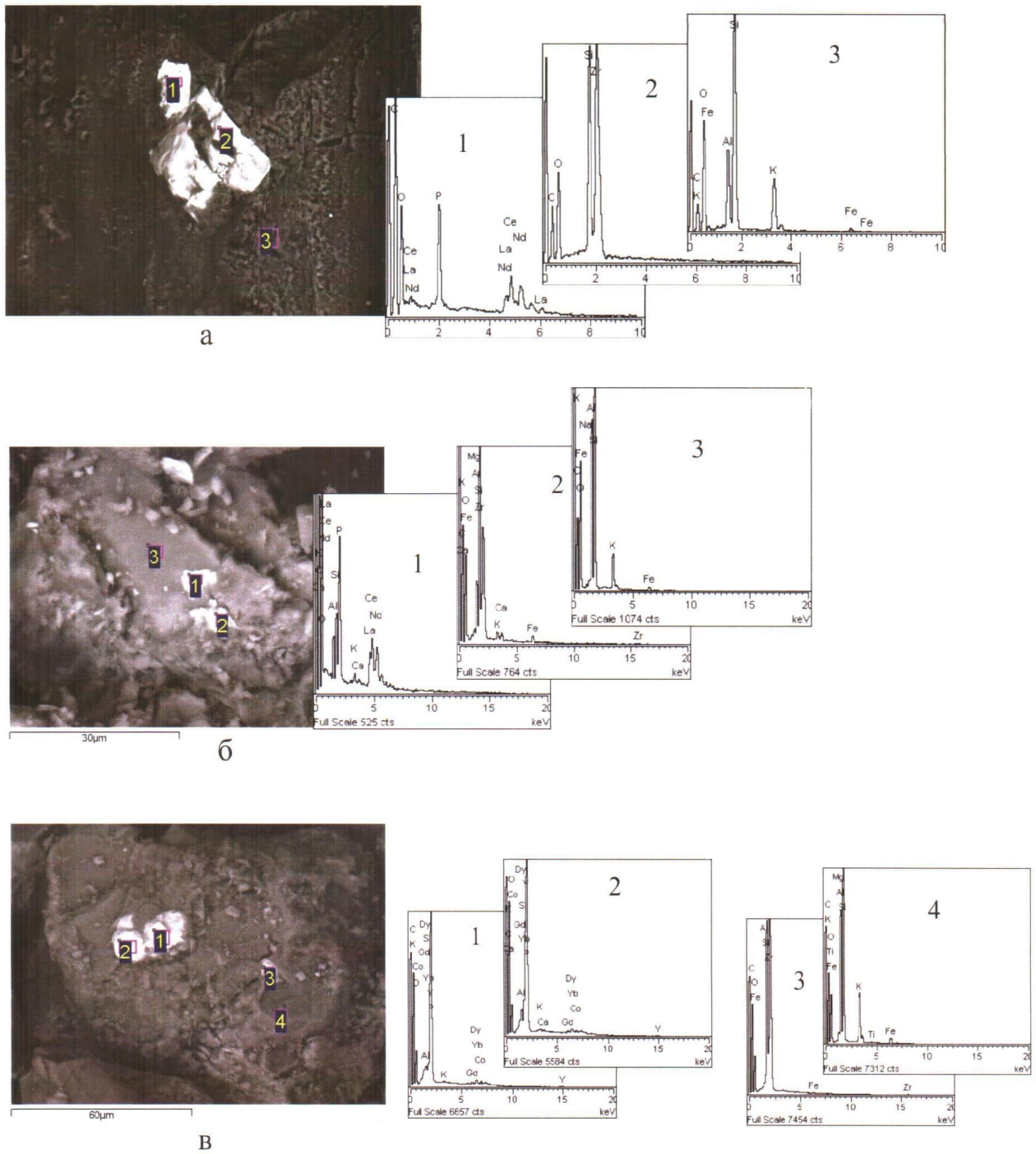


Рис. 7. Снимки РЭМ: а — кристаллы монацита (спектр 1) и циркона (спектр 2), присутствующие в виде включений в зерне калиевого полевого шпата (спектр 3), обр. 21, пласт БТ₂; б — включения нескольких мелких кристаллов монацита (спектр 1) и циркона (спектр 2), имеющих размеры от 0.5 до 5.2 мкм в зерне калиевого полевого шпата (спектр 3), покрытого пленочной эпигенетической гидрослюдой, обр. 3, пласт БТ₂, фракция 0.05—0.1 мм; в — включения кристаллов ксенотима (спектры 1, 2) и циркона (спектр 3) в обломочном зерне калиевого полевого шпата (спектр 4), обр. 225, Ач, фракция > 0.1 мм

этот тип монацита и других фосфатов редкоземельных элементов возник за счет адсорбированных на поверхности глинистых минералов рассеянных тонкодисперсных обломков тех же минералов, захоронившихся вместе с ними в осадках на стадии седиментогенеза [5, 6]. Впоследствии в процессе их катагенеза, а затем и метаморфизма эти тонкодисперсные фосфаты были растворены или выщелочены (мобилизованы) с поверхности глинистых минералов (глинистые минералы в процессе их перекристаллизации освобождаются от примесей, находящихся на их поверхности), а затем отложились в виде наблюдаемых нами скрытозернистых агрегатов (см. рис. 3в, 3г). По этой причине метаморфические сланцы, особенно глинисто-сланцистого состава (как и исходные глинистые осадки), обычно имеют повышенную и высокую радиоактивность (см. табл. 1).

Отдельные субмикроскопические обломки монацита встречаются в различных гранулометрических фракциях, но особенно часто в самой мелкой, состоящей из смеси мелкозернистой алевритовой и глинистой (рис. 4а, 4б).

Циркон, так же как и монацит, присутствует в осадках в различных формах. В виде включений в «минералах-хозяевах» (рис. 5а, 5б), отдельных остроугольных обломков (рис. 5в, 5г) и хорошо окристаллизованных (вероятно, регенерированных) обломочных зерен (рис. 6а, 6б). Регенерация обломочных зерен циркона происходит за счет растворения других (например, более мелких зерен, обладающих избыточной поверхностной энергией). Нами было встречено интенсивно выщелоченное обломочное зерно циркона, причем явно обогащенное атомами Zr и имевшее значительный дефицит атомов Si (рис. 6в). Этот факт может свидетельствовать о том, что растворение зерен циркона протекает инконгруэнтно, т.е. с нарушением его стехиометрии.

Иногда зерна или кристаллы циркона и монацита встречаются в одном и том же обломке, например, калиевого полевого шпата (рис. 7а, 7б). Если на втором снимке (б) оба зерна имеют близкие размеры, то на первом (а) зерно монацита примерно в 3 раза меньше кристалла циркона. Ниже при анализе распределения размеров обломочных зерен циркона и монацита мы вернемся к этому факту. С цирконом встречаются также кристаллы фосфатов, близкие по составу к ксенотиму (YPO_4), который так же, как известно, характеризуется повышенными концентрациями Th и U (рис. 7в) [7—9].

Поскольку определить содержание монацита и циркона в рассматриваемых образцах не представляется возможным, то мы ограничились простейшими статистическими исследованиями,

а именно: подсчитали число зерен обоих минералов или, иными словами, оценили, как часто они встречаются на снимках. Определили их размеры и все зерна разбили на два класса, присутствующие в виде включений в минералах или «породах-хозяевах» и встречающихся в виде отдельных зерен (рис. 8).

Проведенные исследования показали, что циркон в виде отдельных обломков встречается примерно в 4.6 раза чаще, чем монацит. Монацит обычно присутствует в виде включений в более крупных обломках других минералов и пород, что составляет примерно 73% от общего количества встреченных зерен этого минерала (см. рис. 8б). Кроме того, зерна циркона встречаются в 2.2 раза чаще, чем монацита (сравнивалась суммарная встречаемость зерен обоих минералов, т.е. присутствующих как в форме включений в обломках минералов и пород, так и находящихся в виде отдельных зерен).

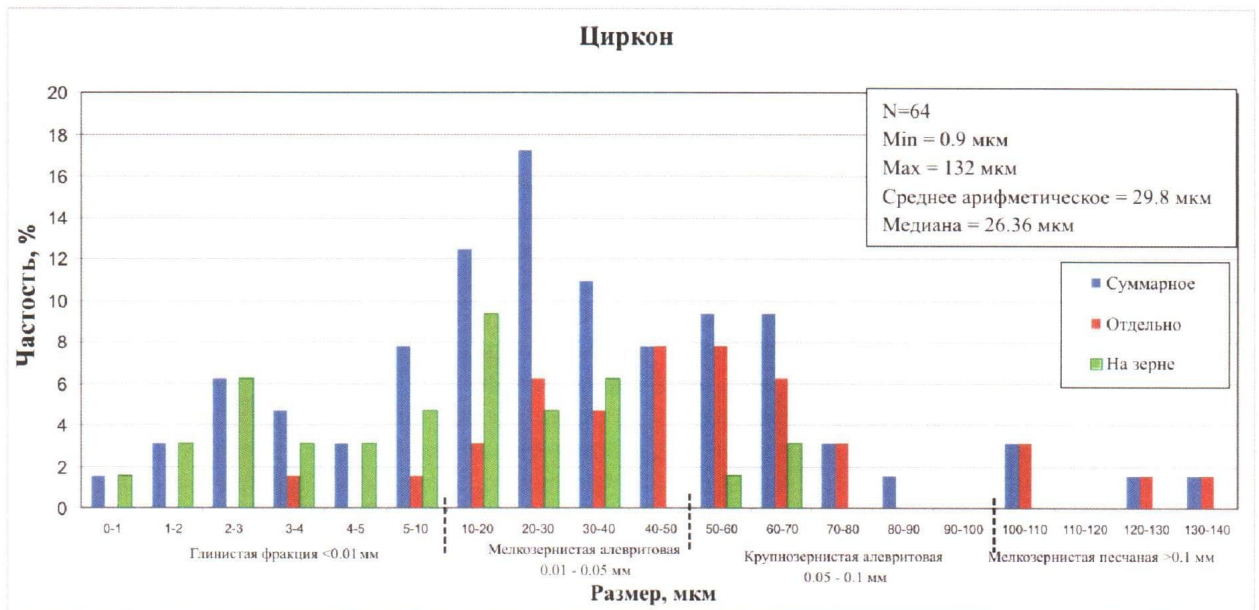
Обращают на себя внимание также различия в размерах зерен циркона и монацита, присутствующих в осадках, как в виде обломков, так и в форме включений в других обломочных зернах, на что обращалось внимание в предыдущей публикации [Ловинка].

Размах вариаций размеров зерен циркона в целом составляет от 0.9 до 132 мкм (см. рис. 8а). Большая часть его обломочных зерен имеет размеры от 5—10 до 60—70 мкм (73.4% от всех зерен), т.е. они попадают главным образом в мелко- и крупнозернистую алевритовые гранулометрические фракции (см. рис. 8а). В составе глинистой фракции намечается небольшой локальный максимум концентраций обломков циркона, имеющих размеры 3—4 мкм, что составляет около 11% от числа всех зерен (см. рис. 8а).

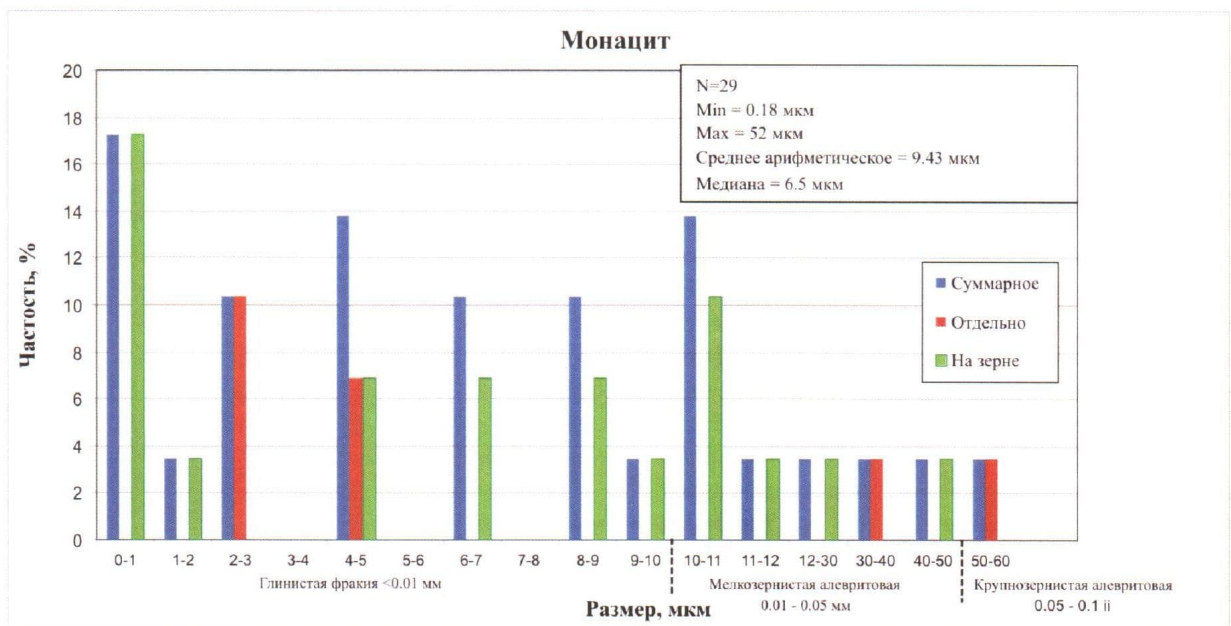
Отдельные обломочные зерна циркона обычно имеют более крупные размеры, чем таковые, находящиеся в виде включений в обломках пород и минералов (см. рис. 8а). Причем доля отдельных обломков циркона составляет 53% от общего их числа.

Размеры обломочного монацита значительно отличаются от величины обломков циркона. Они, напротив, в подавляющем большинстве случаев имеют размеры, соответствующие глинистой гранулометрической фракции и самой тонкой части мелкозернистой алевритовой фракции. Причем наибольшая их доля сконцентрирована в средней и мелкой глинистых фракциях, что составляет в сумме около 90% от всех зерен (см. рис. 8б).

Напомним, что отмеченные различия в размерах зерен циркона и монацита можно объяснить следующими причинами [5, 6]. Во-первых, зерна или кристаллы монацита могут с самого начала (т.е. с момента их образования) иметь



а



б

Рис. 8. Распределение зерен циркона (а) и монацита (б) по размерам в верхнеюрских и нижнемеловых осадках, вскрытых скважиной 12 П Радужного лицензионного участка

меньшие размеры по сравнению с кристаллами циркона (см. рис. 7а). Во-вторых, в процессе разрушения исходных пород и транспортировки образовавшихся осадков монацит, как довольно хрупкий минерал, имеющий твердость 5.0—5.5 и совершенную спайность по {001}, разрушается гораздо легче циркона, который является более прочным минералом, обладающим твердостью 7.5 и не имеющим спайности. В-третьих, обломочные зерна циркона, в отличие от монацита, в диа- и эпигенезе могут покрываться регенерационными гранями, благодаря чему увеличивают свои размеры и приобретают совершенную огранку (рис. 6а, 6б).

Таким образом, если бы рассматриваемые акцессорные минералы присутствовали только в виде обломков, то обломочный монацит накапливался бы преимущественно в глинистой фракции, а обломочный циркон — в алевритовой, а также в крупной и средней глинистых фракциях. Содержащиеся в этих минералах радиоактивные элементы (Th и U) также оказались бы связанными соответственно с глинистой и алевритовой фракциями. Однако на самом деле, как мы видели выше, рассматриваемые минералы в виде механических включений в обломочных зернах могут присутствовать в составе любых более крупных (чем они сами) гранулометрических фракциях (см. рис. 3, 5а, 5б, 6а, 6б, 7). Тем не менее в глинистой фракции, особенно в наиболее тонких ее фракциях, основным концентратором U и Th является монацит. В средней и крупной глинистых фракциях и в мелкозернистой алевритовой фракции главным концентратором этих элементов становится циркон. В более крупных гранулометрических фракциях монацит и циркон присутствуют в виде включений в обломочных зернах других минералов (кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит) и пород (обычно в составе различных метаморфических сланцев и изверженных пород кислого состава).

Установленный феномен объясняет, почему, несмотря на слабые изменения вещественного состава гранулометрических фракций при переходе от песчаной через крупнозернистую алевритистую к сумме мелкозернистых алевролитов и глин, отмечается прогрессирующее увеличение в осадках U, Th и их суммарной радиоактивности (см. табл. 1).

Из других минералов, отличающихся повышенными концентрациями в них U и Th, можно отметить **пирохлор** ($\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$), встреченный в отложениях пласта БТ₆ (рис. 9а). Обнаруженное зерно пирохлора имеет размеры около 20 мкм, т.е. оно попадает в мелкозернистую алевритовую фракцию.

Ксенотим (YPO_4) также характеризуется повышенными концентрациями U и Th, обычно присутствующими в нем в виде изоморфных примесей. Он встречен в отложениях пласта БТ₂. Как и монацит, он присутствует в виде мелких зерен, имеющих размеры около 8 мкм, которые попадают в глинистую фракцию (рис. 9б).

Титанит или сфен (CaTiSiO_5) также характеризуется повышенным, по сравнению с кларковым, содержанием в нем ЕРЭ, причем главным образом Th [7]. Сфен встречен в отложениях пластов БТ₆ и БТ₇ в двух видах.

Во-первых, в форме хорошо ограненных, явно эпигенетических (вероятно, гидротермального происхождения) кристаллов, расположенных на поверхности регенерированной грани зерна кварца (рис. 10а). Рядом с ним отмечаются шаровидные образования фрамбоидального пирита, часть из которых находится в полуразрушенном состоянии. Кристалл сфена и находящийся рядом с ним шарообразный агрегат фрамбоидального пирита покрыты самым поздним по времени образования чешуевидным эпигенетическим хлоритом (см. рис. 10а).

Во-вторых, в виде мелких кристаллов в ассоциации с тонкозернистым рутилом, входящих в состав обломочных зерен кварцитов (рис. 10б). Их образование может быть двойным. Они могли возникнуть или на стадии метаморфизма древних осадков и затем вместе с рутилом попасть в осадок пласта БТ₆, либо образоваться на стадии эпигенеза за счет взаимодействия того же мелкозернистого рутила с гидротермальными растворами, содержащими в своем составе кальций и кремнезем.

Гранаты обычно содержат незначительные концентрации ЕРЭ [1, 7]. Они, как правило, являются довольно распространенными акцессорными минералами, и их можно было бы здесь не рассматривать. Однако в разрезе, вскрытом скважиной 12 П, в пласте БТ₁₀ встречены необычные гранаты, обогащенные редкими землями и, вероятнее всего, U и Th (рис. 11а, 11б). Все гранаты, обогащенные редкими землями, относятся к андрадит-гроссуляровому ряду. Одно обломочное зерно граната, близкое по составу к пироп-альмандиновому ряду, имеет совсем необычный элементный состав — в нем отмечается присутствие Zr, причем в довольно высокой концентрации (см. рис. 11а). Размеры обломочных зерен граната изменяются в пределах от 54 до 77 мкм, т.е. они попадают в крупнозернистую алевритовую фракцию. На этом же снимке присутствует обломочное зерно циркона и мелкий поликристаллический агрегат довольно специфического карбонатного минерала типа паризита, к рассмотрению которого мы сейчас перейдем.

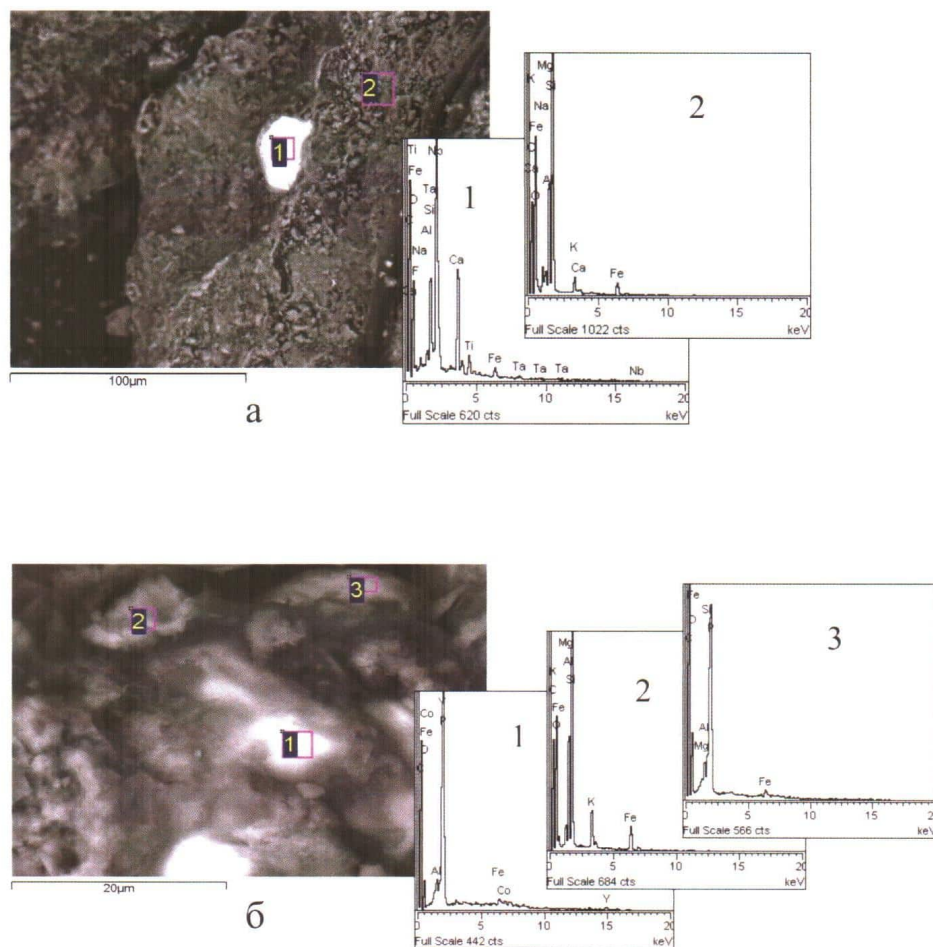


Рис. 9. Снимки РЭМ: а — зерно пироклора (спектр 1), находящееся в виде включения в обломке кварц-серпентинового сланца (спектр 2), обр. 52, пласт БТ₇, фракция > 0.1 мм; б — обломочные зерна ксенотима (спектр 1) в обломочном зерне кварц-биотитового сланца (спектры 2, 3), обр. 3, пласт БТ₇, фракция > 0.1 мм

Карбонатные минералы группы **бастнезита** ($\text{Ce}[\text{CO}_2]\text{F}$) и **паризита** ($\text{CaCe}_2[\text{CO}_3]_2\text{F}_2$) встречаются редко и ранее нами не обнаруживались в осадочных породах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Из-за высокого содержания в них редкоземельных элементов и в первую очередь Се предполагается, что в них в качестве изоморфных примесей вследствие близкого ионного радиуса и химического сродства могут концентрироваться U и особенно Th [7]. По этой причине эта группа минералов, по нашему мнению, представляет известный интерес как возможный концентратор ЕРЭ.

Оба минерала встречены в отложениях пласта БТ₆ рассматриваемого месторождения (рис. 12а). Они представляют собой явно эпигенетические (вероятно, гидротермального происхождения) скрытозернистые массы, отложившиеся в виде тонких корочек в ассоциации с мелкими кристаллами галенита на поверхности обломка кварц-биотит-альбитового сланца (см. рис. 12а).

Хорошо ограненные более крупные отдельные кристаллы паризита (имеющие размер около 17 мкм) и их агрегаты пластинчатой формы (имеющие размеры от 4.5 до 27 мкм) встречены в отложениях пласта БТ₁₀ (рис. 12б, 12в). Причем они отмечаются также в ассоциации с эпигенетическим более поздним кальцитом, который частично обрастает или нарастает на возникшие ранее кристаллы паризита (рис. 12г). Весь поликристаллический агрегат паризита, приведенный на этом рисунке, имеет размеры около 20 мкм, а отдельные кристаллы, входящие в его состав, варьируют в пределах от 1.1 до 2.5 мкм (см. рис. 12г).

Практически во всех вскрытых скважиной отложениях присутствует в виде аксессуарного минерала **апатит** (CaPO_4), который, как известно, также характеризуется повышенным, по сравнению с кларковым, содержанием Th и U [7, 9]. Обычно он представлен обломками, попадающими в алевритовую, причем преимущественно мелкозернистую, часть этой гранулометрической

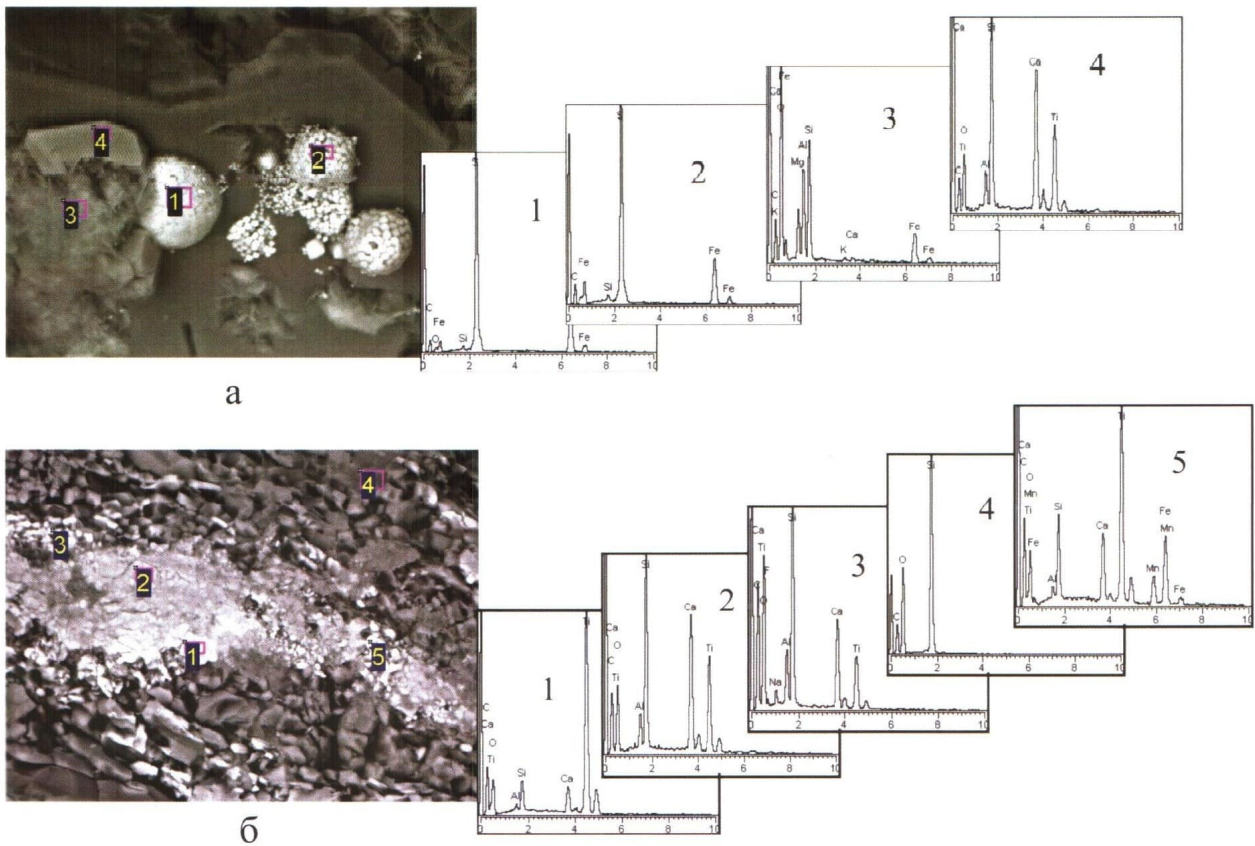


Рис. 10. Снимки РЭМ: а — кристалл сфена (спектр 4) на регенерированной поверхности кварца, на которой также находятся шарообразные фрамбоиды пирита (спектры 1, 2), часть из которых разрушилась, и эпигенетический чешуевидный хлорит (спектр 3), обр. 94, пласт БТ₇; б — мелкокристаллический сфен (спектры 2, 3, 5) и тонкозернистый протяженный агрегат рутила (спектры 1, 5) в зерне кварцита (спектр 4), обр. 44, пласт БТ₆

фракции, т. к. их размеры варьируют в пределах от 30 до 80 мкм (см. рис. 1). Чаще всего он встречается в виде отдельных обломков, реже в виде включений в минералах. Следовательно, в процессе отложения осадков он будет накапливаться преимущественно в алевритовой фракции.

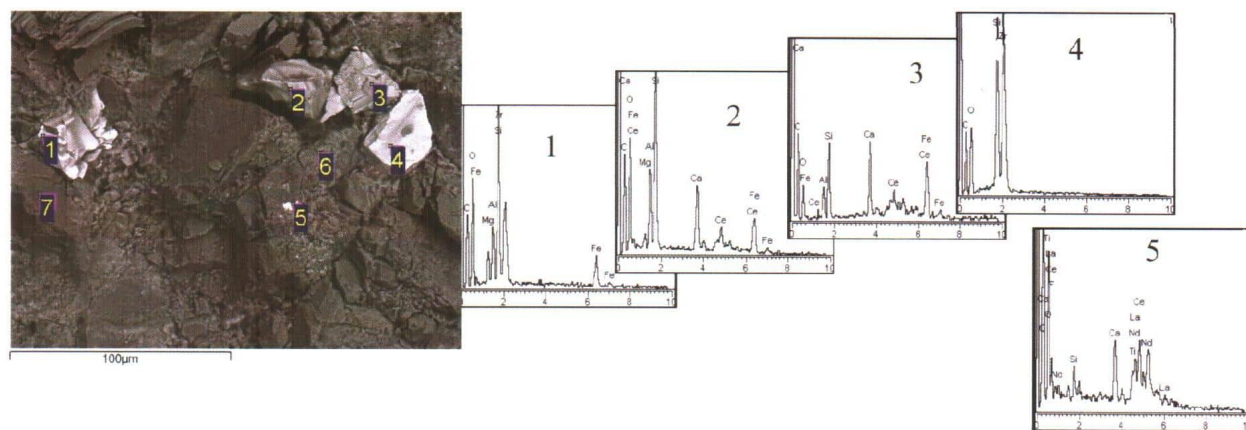
Обращает на себя внимание серосодержащее органическое вещество, напоминающее пиробитум или тиокерит, встреченное в ачимовских отложениях в виде каплеобразного тела, имеющего диаметр около 67 мкм. В этом органическом веществе в большом количестве содержатся U и Th (рис. 13). Можно было бы предположить, что они присутствуют в виде торита Th [SiO₄] и коффинита U [SiO₄], однако концентрация кремнезема, судя по полученным с их поверхности элементным спектрам, невелика, поэтому можно допустить, что торий и уран присутствуют также и/или в форме других соединений (см. рис. 13) [9, 10]. Следует отметить присутствие в составе полученных спектров Ca, что может косвенно указывать на наличие в этом

органо-минеральном образовании еще и кальцита. На тесную ассоциацию тиокеритов, обогащенных U и Th с карбонатами, обращалось внимание в наших предыдущих публикациях и работах других авторов [5, 6, 11].

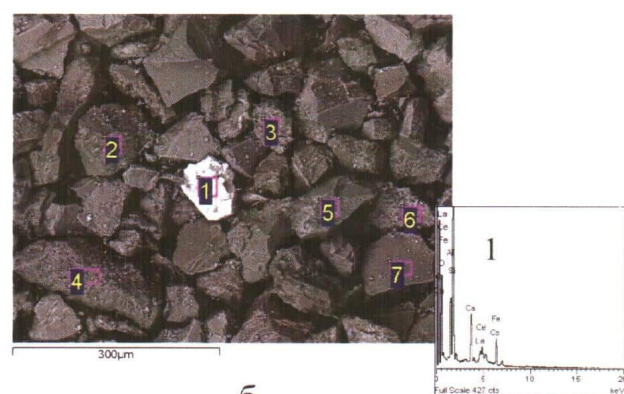
ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее очевидными и достаточно простыми являются закономерности распределения К в рассматриваемых отложениях. Действительно, основными его концентраторами в обломочной части песчаной, алевритовой и глинистой фракций являются калиевые и щелочные полевые шпаты, а также обломки слюд (мусковит, биотит) или различных метаморфических сланцев с высоким содержанием слюд.

В составе глинистого цемента основная часть К связана с гидрослюдой и с ССО. Поэтому изменения содержания К при переходе от грубозернистых (песчаных) к более тонким (алевритистым) и далее глинистым фракциям должно бы



а



б

Рис. 11. Снимки РЭМ: а — обломочные зерна гранатов пироп-альмандинового ряда с Zr (спектр 1) иgrossуляр-андрадитового ряда (спектры 2, 3), обогащенные редкими землями, рядом с ними расположено зерно циркона (спектр 4) и эпигенетический агрегат паризита (спектр 5), обр. 143, пласт БТ₁₀; б — обломочное зерно андрадита, обогащенное редкоземельными элементами (спектр 1), обр. 121, пласт БТ₁₀

было определяться степенью уменьшения доли обломочных зерен калиевых полевых шпатов и, напротив, ростом содержания в этом направлении гидрослюда, ССО и мелких обломков слюд, а также слюдястых сланцев. Однако, как мы видели выше, вследствие значительных катагенетических преобразований рассматриваемых отложений они стали настолько прочными, что вследствие их дробления при подготовке к гранулометрическому анализу они разрушаются не на обломочную часть и цемент, а на обломки, состоящие из того и другого независимо от их размеров (см. рис. 1, 4, 5, 6б, 7б, 7в, 9, 11б, 12б, 12в). Поэтому, как мы видели выше, минеральный состав обломков слабо меняется при переходе от одной гранулометрической фракции к другой.

При переходе от грубозернистых фракций ко все более мелкозернистым (как уже отмечалось выше) наблюдается лишь небольшое уменьшение доли обломков калиевых полевых шпатов и, наоборот, рост содержания гидрослюда, ССО и мелких зерен слюд и слюдястых сланцев.

Так как при переходе от песчаной фракции через крупнозернистую алевритовую к сумме

мелкозернистой алевритовой и глинистой отмечается рост суммарной радиоактивности (примерно от 1.20 до 2.27 раза), а концентрация калия увеличивается обычно в 1.05—1.3 раза, то вклад калия в общую радиоактивность в этом направлении значительно уменьшается (обычно от 45—70 до 35—55%). Поэтому при прочих равных условиях, как уже отмечалось выше, увеличение вклада К в суммарную радиоактивность породы свидетельствует о росте в ее составе содержания песчаной и крупноалевритовой фракций.

Проследить распределение U в осадочных отложениях не так просто, как К, поскольку он преимущественно рассеян в осадках в составе различных минералов и соединений в виде изоморфных примесей (см. рис. 5в), а в форме собственных минералов встречается крайне редко, да и сами минеральные выделения урана, как было показано выше, имеют микроскопические размеры (см. рис. 13).

Уран в рассматриваемых отложениях присутствует в следующих основных формах.

Во-первых, в виде изоморфной примеси в устойчивых акцессорных минералах, которыми

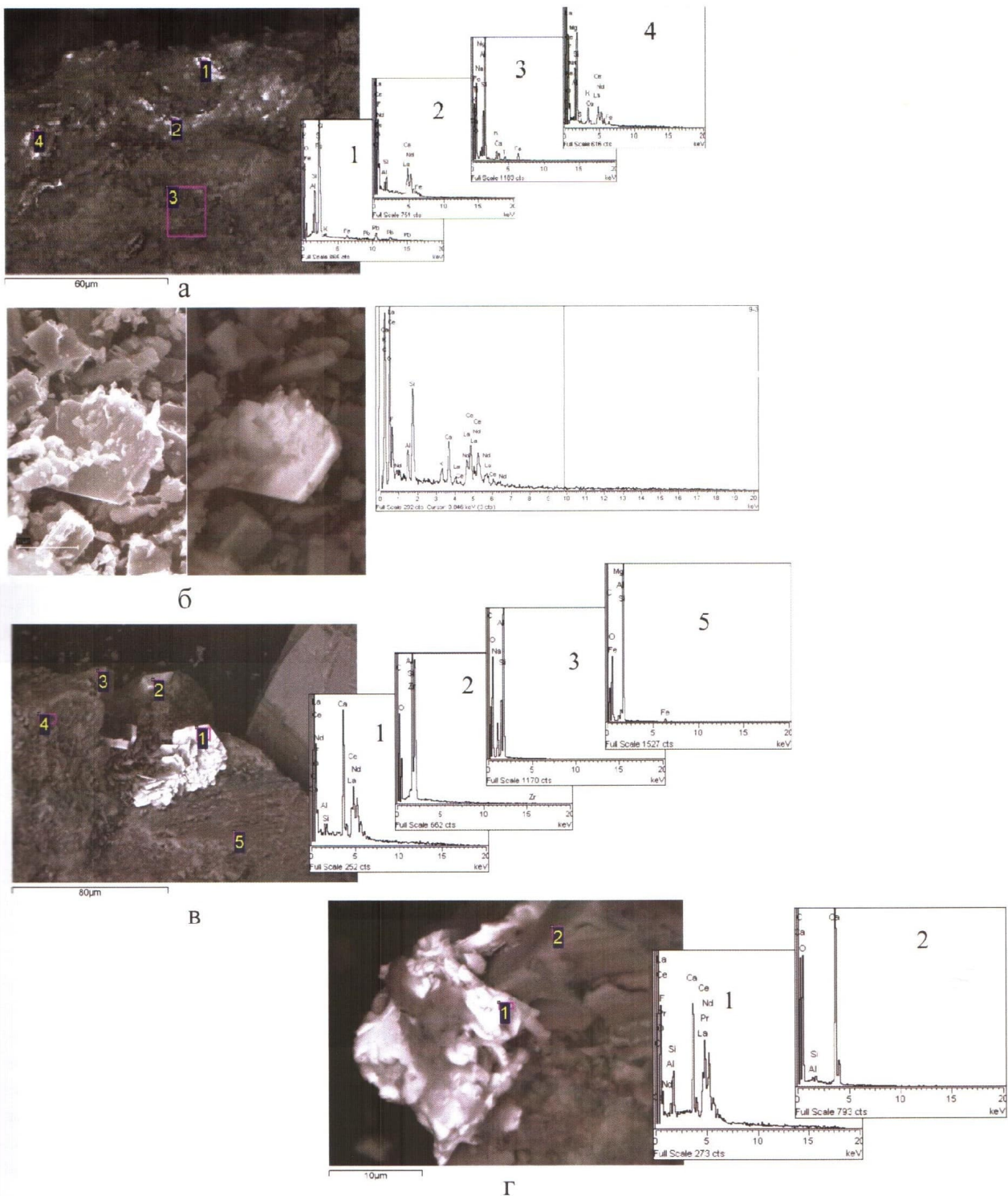


Рис. 12. Снимки РЭМ: а — тонкие (толщиной 0,8—1,0 мкм) скрытозернистые корочки бастнезита (спектр 2) и паразита (спектр 4), а также мелкие зерна галенита (спектр 1) на поверхности кварц-биотитового сланца (спектр 3), обр. 52, пласт БТ₁₀, фракция > 0,1 мм; б — пластинчатый кристалл паразита размером около 17 мкм и его спектр, обр. 121, пласт БТ₁₀, фракция < 0,05 мм; в — пластинчатые кристаллы паразита и их агрегаты (спектр 1) на обломочном зерне кварца (спектр 5) и кристалл циркона (спектр 2), рядом с которым находится регенерированное зерно альбита (спектр 3), обр. 121, пласт БТ₁₀, фракция > 0,1 мм; г — поликристаллический агрегат эпигенетического (вероятно, гидротермального) паразита (спектр 1) в ассоциации с кальцитом (спектр 2), обр. 151, пласт БТ₁₀, фракция > 0,1 мм

в рассматриваемых осадках являются монацит, циркон, ксенотим, фосфат осмия, пирохлор, вероятно, сфен, апатит, гранаты, обогащенные редкими землями, и карбонаты группы бастнезита и паризита, также обогащенные редкоземельными элементами. Так как обломочные зерна этих минералов имеют мелкие размеры (попадающие главным образом в мелкоалевритовую и глинистую фракции), то и U, входящий в их состав, также будет преимущественно накапливаться в этих же гранулометрических фракциях.

Известно, что в поверхностных условиях при разрушении неустойчивых минералов, в состав которых входит U, он окисляется до шестивалентного состояния и в форме различных комплексных соединений переходит в растворенное состояние [1—6]. В виде образовавшихся комплексных соединений он переносится либо непосредственно водными потоками, либо теми же потоками, но в адсорбированном на поверхности тонкодисперсных минералов состоянии [1—6, 12]. Поскольку максимальной удельной поверхностью обладают глинистые минералы, то именно с ними связана основная часть переносимых в адсорбированном состоянии комплексных соединений урана [12]. Однако в отличие от соединений Th комплексные соединения U слабо связаны с глинистыми частицами и при изменении физико-химических условий могут вновь перейти в подвижное состояние и продолжить миграцию [1—3, 12]. Вероятно, этим свойством соединений U можно отчасти объяснить менее устойчивую по сравнению с Th тенденцию роста концентрации и, соответственно, вклада в суммарную радиоактивность U при переходе от грубых к мелким гранулометрическим фракциям (см. табл. 1). Тем не менее второй формой существования U в осадках является адсорбированная — на поверхности терригенного глинистого материала, отлагавшегося в виде осадка.

Наиболее специфической является третья разновидность формы присутствия U в осадках, а именно связанная с метаморфизованным органическим веществом нефтяного ряда [2, 5—6, 11]. Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что U, встреченный в серосодержащем каплеобразном теле, присутствует в ассоциации с кальцитом (см. рис. 13). В работе [11] обращается внимание на характерный парагенезис настурана с кальцитом в окисленных битумах, что, по мнению автора этой работы, свидетельствует о совместном переносе соединений U с углеводородами в карбонатном гидротермальном растворе. Поэтому третьей формой, в виде которой U присутствует в рассматриваемых

отложениях, является его ассоциация с битумоподобным серосодержащим органическим веществом (см. рис. 13).

Эпигенетические минералы, такие как сфен или бастнезит и паризит, также, вероятно, концентрируют в себе U, а следовательно, можно предположить, что он способен отлагаться в пролицируемых песчано-алевритовых разностях пород в составе этих минералов.

Проанализируем, в каких видах в рассматриваемых отложениях присутствует Th.

Во-первых, как и U, он входит в состав устойчивых акцессорных минералов, представленных в рассматриваемых отложениях в первую очередь цирконом и монацитом. Причем, поскольку, как уже отмечалось выше, они имеют размеры алевритовой и глинистой фракций, то Th, входящий в их состав, накапливается преимущественно именно в этих фракциях (см. рис. 8).

Торий, как гораздо менее растворимый в поверхностных водах элемент, чем U, при разрушении неустойчивых минералов, в состав которых он входит, переходит в тонкодисперсную (пылевидную) фракцию, которая вместе с глинистыми минералами, полуторными окислами и гидроокислами транспортируется водными потоками до момента их выпадения в осадок [1—6, 12].

Результаты, полученные в предыдущих и настоящей работе, позволяют предположить, что Th может присутствовать в составе очень мелких обломков устойчивых к выветриванию акцессорных минералов (в первую очередь монацита). Последний, как мы убедились, способен дезинтегрироваться до чрезвычайно мелких обломков, имеющих размеры в десятые доли мкм, а может быть и еще меньше [5, 6].

Таким образом, второй, и, вероятно, основной, формой присутствия Th в рассматриваемых отложениях является его тонкодисперсная (рассеянная) форма, генетически связанная с глинистой фракцией, чем и объясняется устойчивая связь концентрации Th и содержания тонкодисперсной гранулометрической фракции (см. табл. 1). По этой причине наиболее достоверную оценку содержания мелкозернистой алевритовой и глинистой фракций, в т. ч. и в виде прослоев, можно получить исходя из концентрации в породе именно Th [1—6, 12].

Как и U, Th может накапливаться в эпигенетических (гидротермального происхождения) минералах, таких как сфен, бастнезит, паризит и органических образований.

Попробуем на основе полученных данных оценить, какое количество U и Th может содержаться в рассмотренных выше акцессорных минералах. Для этого воспользуемся оценками концентраций, главным образом циркона и монацита,

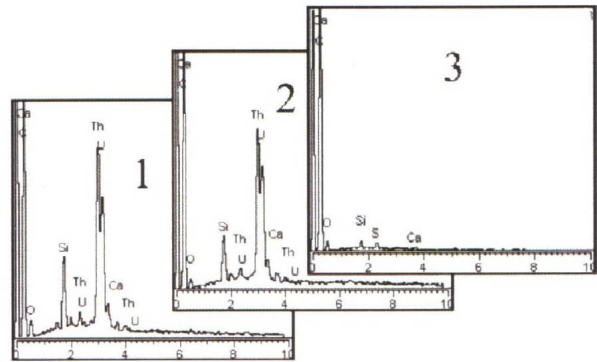
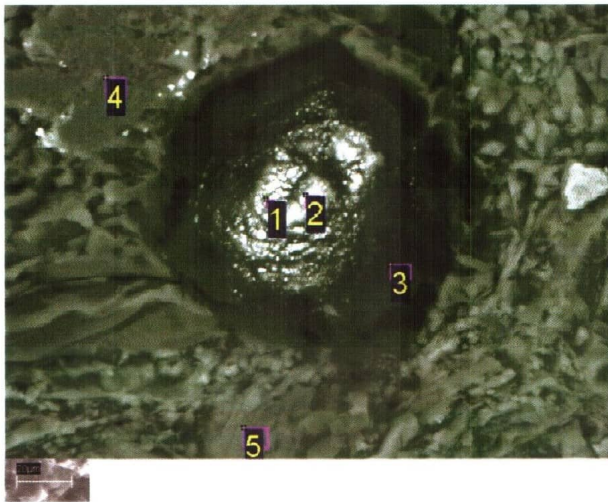


Рис. 13. Снимок РЭМ. Каплевидное органо-минеральное образование, обогащенное U и Th (спектры 1, 2, 3), обр. 269, Ач

как наиболее широко распространенных концентраторов этих ЕРЭ, приведенных в предыдущих публикациях [5, 6]. Поскольку точных сведений о концентрациях Th и U в рассматриваемых минералах у нас нет, то воспользуемся усредненными данными, содержащимися в публикациях других авторов [1, 7–9].

Для некоторой усредненной породы рассматриваемого разреза примем следующие концентрации основных акцессорных минералов: циркон — 0.22 %; монацит — 0.1 %; апатит — 0.15 %; гранат — 0.20 %; сфен — 0.1 %; сумма паризита и бастнезита — 0.05 %.

Некоторые исследователи приводят значения концентраций Th и U в кварце, полевых шпатах, слюдах, хлоритах и т.п. [1, 9]. Однако эти радиоактивные элементы вряд ли способны входить в их кристаллическую структуру из-за непреодолимых различий в размерах, валентности и атомном строении этих элементов с катионами, присутствующими в этих минералах. Скорее всего, Th и U находятся в этих минералах в виде микроскопических механических примесей в составе все тех же монацита, циркона, пирохлора, апатита и других акцессорных минералов, что мы и видели на приведенных выше фотографиях (см. рис. 3, 5а, 5б, 7, 9, 10, 12).

Поэтому в своих оценочных расчетах мы не используем эти данные и, соответственно, игнорируем основные породообразующие минералы как потенциальные концентраторы Th и U.

Итак, на основе проведенных «волюнтаристических» расчетов получим следующие оценочные данные о концентрациях Th и U в некоторой усредненной породе, входящих в состав акцессорных минералов, содержащихся в рассматриваемых отложениях:

Таблица 2

**КОНЦЕНТРАЦИИ Th И U,
СВЯЗАННЫЕ С ОСНОВНЫМИ
АКЦЕССОРНЫМИ МИНЕРАЛАМИ,
ПРИСУТСТВУЮЩИМИ В
СОСТАВЕ НЕКОТОРОЙ
УСРЕДНЕННОЙ ПОРОДЫ
ИЗ РАЗРЕЗА, ВСКРЫТОГО
СКВАЖИНОЙ 12 П РАДУЖНОГО
ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА**

| | Минерал | Содержание U, $\times 10^{-4}\%$ | Содержание Th, $\times 10^{-4}\%$ |
|---|-----------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| 1 | Циркон | 2.1 | 1.5 |
| 2 | Монацит | 1.0 | 2.5 |
| 3 | Апатит | 0.15 | 0.3 |
| 4 | Гранат | 0.16 | 0.2 |
| 5 | Сфен | 0.05 | 0.15 |
| 6 | Паризит и бастне- зит | 0.07 | 0.1 |
| | Сумма | 3.53 | 4.75 |

Из-за чрезвычайно редкой встречаемости пирохлора и ксенотима Th и U, содержащиеся в них, в предлагаемых вниманию читателей расчетах не участвуют.

В приведенных выше расчетах не учитываются также Th и U, связанные с метаморфизованными серосодержащими битумами или тиокеритами, поскольку неизвестно их содержание в породах. Однако, если допустить, что их концентрация в породе составляет всего 0.001 %, то содержание U в породе составит около $5 \cdot 10^{-4}\%$, а Th — $8 \cdot 10^{-4}\%$ (и это без учета других акцессорных минералов, содержащих эти элементы).

Из полученных расчетов следует, что концентрация U в рассматриваемых отложениях почти совпадает со средними значениями, полученными с помощью гамма-спектрометрических лабораторных исследований (см. табл. 1). Однако расчетные концентрации Th, приведенные в табл. 2, заметно ниже экспериментальных данных (см. табл. 1). Поэтому можно предположить, что U в большей степени, чем Th, концентрируется в обнаруженных нами акцессорных минералах, причем в более крупных по размерам зернах. Сказанное не относится к отложениям подачимовских аргиллитов и битуминозных аргиллитов баженовской свиты, где он ассоциирует с органическим веществом, о чем подробно говорилось выше. Th, напротив, в большей степени, чем U, рассеян в осадках в виде очень мелких соединений, которые не фиксируются даже с помощью РЭМ. Тонкодисперсное состояние этих (Th-содержащих) соединений обуславливает их связь именно с самой мелкой (глинистой) гранулометрической фракцией осадков, обладающей максимальной удельной поверхностью, и, соответственно, самую устойчивую, хорошо известную зависимость между концентрацией тория и глинистой фракцией [1—6].

В рассмотренных выше акцессорных минералах присутствуют оба радиоактивных элемента, однако, как показали геохимические исследования, обычно циркон более богат U, чем Th [7—9]. Действительно, повышенные концентрации U были встречены нами именно в зерне циркона (см. рис. 5в), а не монацита. Поэтому U благодаря концентрирующему его циркону будет накапливаться вместе с ним преимущественно в алевритовых фракциях (см. рис. 8). Монацит, наоборот, обычно более богат Th, чем U [7—9], поэтому Th, как и содержащий его монацит, будет преимущественно концентрироваться в глинистой фракции (см. рис. 8).

Кроме того, силикаты и фосфаты урана, как известно, менее устойчивы, чем те же соединения тория, поэтому из минералов, содержащих оба элемента, именно уран выщелачивается более интенсивно. Очевиден также тот факт, что по мере уменьшения размеров минералов и роста их удельной поверхности их растворимость также увеличивается. Поэтому при прочих равных условиях, чем мельче обломки циркона и монацита, тем в большей степени из них преимущественно выщелачивается U, и, как следствие, чем мельче обломочные зерна циркона и особенно монацита, тем выше в них концентрация Th и, соответственно, ниже U.

Выщелоченный из акцессорных минералов U переходит в раствор, и при благоприятных условиях (обычно в участках, обогащенных органи-

ческим веществом) он отлагается, причем иногда даже в виде собственных минералов микроскопических размеров [5, 6, 11]. Поскольку органическое вещество часто ассоциирует с глинистыми минералами или глинистой фракцией из-за их совместного отложения в осадок, то часто возникает опосредованная (через органическое вещество) положительная связь урана с глинистой фракцией. Однако эта зависимость не отличается высокими значениями коэффициентов корреляции [1, 5, 6].

Присутствие во вскрытом рассматриваемой скважиной разрезе специфических минералов, перечисленных выше (самородные металлы, сульфиды, арсениды, титано- и цирконосиликаты, сульфаты, фосфаты, редкоземельные карбонаты и вольфраматы), однозначно указывает на участие в эпигенетических процессах гидротерм.

Если бы рассматриваемые отложения залежали на породах фундамента непосредственно или на небольшом расстоянии от него, как например, в условиях, рассмотренных в предыдущих публикациях, посвященных Ловинскому месторождению [5, 6], то появление в них продуктов гидротермальной деятельности считалось бы вполне возможным. Нахождение следов деятельности гидротерм на довольно большом расстоянии от фундамента (скважиной вскрыт почти 900-метровый разрез осадочной толщи) вызывает некоторое недоумение. Попробуем разобраться, в чем тут дело.

Гидротермальные флюиды являются продуктом эндогенной деятельности магматических тел. В первом приближении механизм проникновения гидротерм в осадочный чехол из фундамента можно представить себе следующим образом. Вследствие подъема вверх магматического очага из мантии над ним в кровельной части фундамента и в осадочном чехле возникают напряжения. Они приводят к формированию зон дробления с субвертикально ориентированными трещинами, которые могут проникать от фундамента в осадочный чехол на 2—2.5 км и даже более, в зависимости от размеров и амплитуды поднимающегося магматического тела [13]. По этим трещинам от магматического очага поднимаются перегретые (высокоэнталийные) флюиды, которые смешиваются на своем пути вверх с поровыми водами, насыщающими пустотное пространство пород фундамента и осадочного чехла. Если на пути встречаются слабопроницаемые породы типа глин и глинистых алевролитов, то вследствие теплового удара, возникающего под действием эндогенных флюидов, в них происходит гидроразрыв каждой водонасыщенной поры, и на короткое время породы, бывшие флюидоупорами, становятся проницае-

мыми [14]. В этот момент из них экстрагируются и выносятся в ближайшие породы-коллекторы растворимые элементы, а присутствующее в том или ином виде органическое вещество подвергается природному гидропирролизу и начинает интенсивно генерировать нефть и газ, которые также под действием избыточного порового давления активно мигрируют в ближайшие породы-коллекторы [13, 14].

По мере подъема вверх получившаяся смесь поровых или пластовых вод и эндогенного флюида постепенно остывает и содержащиеся в ее составе растворенные компоненты выделяются в форме эпигенетических (гидротермальных) новообразованных минералов, перечисленных выше. Из углеводородно-углекислотно-карбонатных гидротермальных флюидов выделяются обнаруженные нами минеральные образования Th и U, связанные с метаморфизованными битумами или тиокеритами (см. рис. 13, спектры 1, 2 и 3 соответственно) [5, 6, 11].

Образовавшиеся углеводороды вместе с минерализованными гидротермами (возможно, первоначально даже в виде гомогенного флюида) поднимались вверх и по мере их охлаждения и падения давления разделялись на две или три фазы (вода, нефть и газ).

Минеральные компоненты и элементы, необходимые для образования эпигенетических гидротермальных ассоциаций, включая S, P, As, Si, W, Ce, La, Ni, Co, Zn, Mo, Pb, Cu, Nd, Nb, Zr, K, U, Th и др., наряду с поступившими из самого магматического очага были извлечены перегретыми флюидами, отделившимися от него главным образом из осадочной толщи.

ВЫВОДЫ

Концентрация K в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях рассматриваемого разреза определяется содержанием в обломочной части зерен калиевых полевых шпатов, слюд, различных метаморфических сланцев, в состав которых входят слюды, а в глинистом цементе — содержанием гидрослюды и в меньшей степени ССО.

С ростом содержания глинистого материала в осадках отмечается увеличение концентрации K, однако его вклад в суммарную радиоактивность, падает, поэтому породы с низкой суммарной радиоактивностью и невысокой концентрацией K, но значительным его вкладом в суммарную радиоактивность относятся к наиболее пронизываемым песчано-алевритовым отложениям.

Среди акцессорных минералов главными концентраторами U и Th являются циркон и монацит, которые присутствуют в осадках, как в виде самостоятельных обломков (обычно это наиболее крупные зерна), так и в форме включений (обычно

это самые мелкие зерна), в более крупных обломочных зернах минералов и пород.

Обломки циркона заметно крупнее зерен монацита, его размеры обычно соответствуют алевритовой (основная их часть), а также в меньшей степени глинистой фракции, поэтому они концентрируются преимущественно в этих гранулометрических фракциях.

Обломочные зерна монацита в подавляющем большинстве случаев имеют размеры, совпадающие с глинистой фракцией и гораздо реже — с самой мелкой частью мелкозернистой алевритовой фракции, поэтому они накапливаются главным образом в глинистой фракции и в гораздо меньшей степени в самой мелкозернистой части алевритовой фракции.

Монацит в отличие от циркона характеризуется большим набором редкоземельных и других видов элементов, поэтому его можно использовать в качестве индикатора при определении источников поступления терригенного материала, а также для корреляции продуктивных пластов между собой.

Оценочные расчеты концентраций Th и U, содержащихся в основных классах акцессорных минералов, присутствующих в некоторой усредненной породе рассматриваемого разреза, показали, что расчетная концентрация U практически совпадает с экспериментально определенными значениями, а Th — гораздо меньше реально определенного количества. При условии, что оценочные расчеты выполнены правильно, из этого следует, что U присутствует главным образом в более крупных обломочных зернах акцессорных минералов, которые поддаются подсчету, а значительная часть Th содержится в чрезвычайно мелких обломках (менее 0.1 мкм), которые практически невозможно обнаружить даже с помощью РЭМ.

Вследствие того, что Th содержится в основном в обломках монацита, имеющих размеры, соответствующие преимущественно глинистой фракции, и благодаря тому, что U гораздо легче выщелачивается из мелких зерен монацита и циркона, чем Th, происходит опережающее накопление Th именно в самых мелких гранулометрических (глинистых) фракциях. Это и объясняет наличие высококорреляционных связей между Th и содержанием в осадках глинистой фракции.

Наряду с рассеянными формами соединений U и Th, связанными с глинистыми минералами, для них характерно присутствие самостоятельных минералов в виде микроскопических выделений, генетически связанных с углеводородно-карбонатными гидротермальными флюидами.

Присутствие во вскрытом разрезе разнообразных классов минералов, представленных самородными металлами, сульфидами, арсенидами, титано- и цирконосиликатами, сульфатами,

фосфатами, редкоземельными карбонатами и вольфраматами, не накапливающимися в седиментогенезе, однозначно указывает на их эпигенетическое (гидротермальное) происхождение.

Полученные данные свидетельствуют о том, что по системам субвертикальных трещин

эндогенные флюиды способны проникать высоко вверх (до 2.5 км и более) в осадочный чехол, формируя специфические эпигенетические минеральные ассоциации, характерные для средне- и низкотемпературных гидротермальных условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Готтих Р. П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1989. 254 с.
2. Ферл В. Х. Спектрометрия естественного гамма-излучения в скважинах // Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. 1983. № 3—6, 8, 10.
3. Adams J. A. S. and Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical paces // Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists. 1956. Vol. 42. P. 387—430.
4. Зубков М. Ю. Анализ распределения К, U, Th и В в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов // Геохимия. 2001. № 1. С. 51—70.
5. Зубков М. Ю. Закономерности распределения естественно-радиоактивных элементов в осадках тюменской свиты Ловинского месторождения (Шаймский район) // Горные ведомости. 2006. № 9. С. 14—36.
6. Зубков М. Ю. Анализ распределения К, U, Th в различных гранулометрических фракциях продуктивных отложений Ловинского месторождения (Западная Сибирь) с целью оценки их глинистости // Геохимия. 2008. № 3. С. 1—19.
7. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра. 1975. 520 с.
8. Сиборг Г. Т., Кац Дж. Дж. Химия актинидных элементов. М.: Атомиздат, 1960. 380 с.
9. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 232 с.
10. Аналитическая химия урана / Под ред. А. П. Виноградова. М.: Изд. АН СССР, 1962. 364 с.
11. Пеньков В. Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с. Основные черты геохимии урана / Под ред. А. П. Виноградова. М.: Изд. АН СССР, 1963. 352 с.
12. Ковалев В. А. Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171—1173.
13. Зубков М. Ю., Пормейстер Я. А., Николук В. И. Прогноз углеводородных залежей на основе тектонофизического моделирования на примере Славинского месторождения // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 114—131.
14. Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: V научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 323—332.