

9 (28) сентябрь 2006

# ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

ТЮМЕНСКИЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**ПРОБЛЕМЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СТРУКТУР  
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

**ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ  
МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ  
ПО МИГРАЦИОННЫМ КРИТЕРИЯМ**

**ИЗ ИСТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ:  
ТАЗОВСКОЕ, НОВОПОРТОВСКОЕ,  
КОМСОМОЛЬСКОЕ**

*«Богатство недр  
есть залог величия державы»*

*М.В. Ломоносов*

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННО-РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ЛОВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ШАИМСКИЙ РАЙОН)

М.Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень

## АННОТАЦИЯ

*В статье отражены результаты исследования содержания K, U, Th и суммарной радиоактивности в четырех гранулометрических фракциях (песчаной, крупно- и мелкоалевритовых, глинистой), входящих в состав продуктивных пластов (Ю<sub>2</sub>-Ю<sub>7</sub>) тюменской свиты Ловинского месторождения. Методом растровой электронной микроскопии в комплексе с микрозондовой приставкой изучен элементный состав, а также морфологические особенности и вариации размеров основных акцессорных минералов, представленных цирконом и монацитом, в состав которых входят U и Th.*

## DISTRIBUTION PATTERNS OF NATURALLY RADIOACTIVE ELEMENTS IN SEDIMENTS OF TYUMEN SERIES AT LOVINSKOE FIELD (SHAIM AREA)

M. Yu. Zubkov

ООО ZapSibGTs, Tyumen

## ABSTRACT

*The article discloses the results of analysis of K, U, and Th content as well as overall radioactivity in four grain-size fractions (sand, coarse and fine silt, and shale) found in productive beds (Yu<sub>2</sub>-Yu<sub>7</sub>) of Tyumen series at Lovinskoe field. The elementary composition, morphologic peculiarities and grain-size distribution of major accessory minerals represented by U and Th-containing zirconium and monazite, have been studied with the help of raster electron microscopy aided by microprobe analysis.*

Результаты гамма-спектрометрических исследований керн обычно используются для его привязки к результатам геофизических исследований скважин (далее по тексту ГИС), а также для оценки объемной глинистости в породах, что особенно важно при определении граничных значений коллектор — неколлектор. Кроме того, в настоящее время в Западной Сибири при проведении работ по подсчету запасов нефти и газа, особенно для отложений тюменской свиты, существует проблема учета тонких глинистых прослоев, которые не являются коллекторами. Однако из-за недостаточной разрешающей способности стандартных геофизических методов, являющихся основой для выделения продуктивных толщин, глинистые прослои включаются в общую мощность пород-коллекторов, что приводит к значительным погрешностям при подсчете запасов углеводородов.

Наиболее эффективным методом оценки содержания глинистых минералов в составе осадочных пород является гамма-метод или скважинная гамма-спектрометрия, которые обычно используются для этой цели. Однако для их применения необходимо получить связи между содержанием в осадках, с одной стороны, глинистых минералов и концентрациями К, U, Th и суммарной радиоактивности — с другой. Для решения этой задачи из осадков тюменской свиты Ловинского месторождения выделялись четыре гранулометрические фракции (песчаная, крупно- и мелкоалевритовые, а также глинистая),

в которых определялось содержание естественно-радиоактивных элементов (ЕРЭ) и суммарной радиоактивности, а также их минеральный состав. Проведенные исследования позволили установить закономерности в распределении ЕРЭ и общей радиоактивности в различных гранулометрических фракциях, что дало возможность предложить методическую основу для определения содержания глинистых минералов в продуктивных отложениях тюменской свиты Ловинского месторождения на основе использования данных гамма-спектрометрических исследований.

Основой для написания статьи послужили результаты комплексных литолого-геохимических исследований керн, отобранного из 8 скважин, вскрывших 6 продуктивных пластов ( $Ю_2$ - $Ю_7$ ) в пределах Ловинского месторождения (рис. 1).

С помощью растрового электронного микроскопа (РЕМ) было сделано 93 снимка различных гранулометрических фракций и получено 504 элементных спектра с отдельных микрообъектов, присутствующих в составе выделенных фракций.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вещественный состав пород, слагающих продуктивные отложения тюменской свиты (пласты  $Ю_2$ - $Ю_7$ ), а также состав отдельных гранулометрических фракций, исследовался комплексом физических методов, включающих оптическую и электронную микроскопию, рентгено-структурный и гранулометрический анализы.

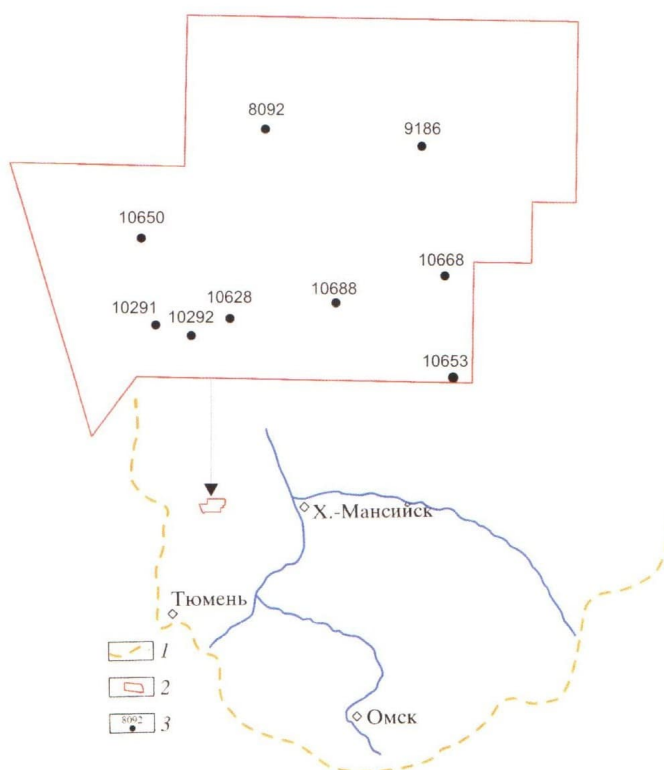


Рис. 1. Местоположение лицензионного участка Ловинского месторождения с расположением скважин, из которых отбирались образцы на исследования:

- 1 - границы распространения юрских отложений в пределах Западно-Сибирской плиты;
- 2 - границы лицензионного участка Ловинского месторождения;
- 3 - скважины, из которых отбирались образцы

Содержание главных породообразующих минералов определялось с точностью 0.5-1% (весовых).

Распределение ЕРЭ и суммарная радиоактивность образцов изучалась методом сцинтилляционной гамма-спектрометрии. Точность определения радиоактивных элементов и суммарной радиоактивности составляет около 15% (отн.).

Растровый электронный микроскоп (LEO1430VP), 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, позволяющем 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.

Гранулометрический анализ проводился механическим способом. Выделялись четыре

гранулометрические фракции: песчаная (>0.1 мм), крупноалевритовая (0.1-0.05 мм), мелкоалевритовая (0.05-0.01 мм) и глинистая (<0.01 мм). Крупные фракции (песчано-алевритовые) выделялись механическим способом (на ситах), а глинистая фракция — гидравлическим способом (путем отмучивания в воде).

Поскольку из отдельно взятого образца далеко не всегда удавалось выделить все четыре фракции в требуемом количестве (около 200 г), то фракции, полученные из соседних (расположенных рядом по глубине и относящихся к одному и тому же продуктивному пласту) образцов, объединялись вместе.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ

Основным методом исследования минерального состава был рентгено-структурный анализ, который позволяет определять содержание отдельных минералов. Поэтому обломки пород, представленные, например, изверженными породами, метаморфическими (кварцитами, кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми) и другими типами сланцев, с помощью этого метода определить нельзя. Этим объясняется то, что в таблице, характеризующей минеральный состав различных гранулометрических фракций, приведены содержания только минералов независимо от того, представлены они обломками минералов или входят в состав пород (табл. 1).

Таблица 1

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ, ВЫДЕЛЕННЫХ ИЗ ПЛАСТОВ Ю<sub>3</sub> - Ю<sub>7</sub> ЛОВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (% ВЕС.)

№ скв.	Пласт	Фракция, мм	Глинистые минералы				Кварц	Калиевый полевой шпат	Натриевый полевой шпат	Карбонатные минералы			Пирит
			Хлорит	Гидро-слюда	ССО	Као-линит				Каль-цит	Доло-мит	Сиде-рит	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
10653	Ю3	>0.1	1.0	1.8	0.5	5.2	70.9	10.8	8.4	0.0	0.0	0.0	1.3
— « —	Ю3	0.1-0.05	1.0	3.8	1.3	8.0	67.1	4.8	7.0	0.0	0.0	0.0	7.0
— « —	Ю3	0.05-0.01	1.8	6.4	3.1	13.8	64.1	3.1	7.2	0.0	0.0	0.3	0.3
— « —	Ю3	<0.01	3.0	12.7	5.1	57.0	17.7	1.5	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10628	Ю3	>0.1	0.0	1.7	0.7	2.0	62.3	20.0	12.0	1.2	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю3	0.1-0.05	0.8	2.8	0.8	3.1	53.7	17.9	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю3	0.05-0.01	2.7	6.0	1.9	16.9	45.9	8.5	18.1	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю3	<0.01	5.3	12.2	2.3	65.7	8.8	2.3	3.4	0.0	0.0	0.2	0.0
8092	Ю3	>0.1	0.9	1.3	0.7	1.8	60.3	15.8	19.2	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю3	0.1-0.05	1.2	3.6	1.2	4.3	48.8	16.7	23.8	0.0	0.0	0.5	0.0
— « —	Ю3	0.05-0.01	3.7	8.7	2.5	24.0	30.0	9.9	19.8	0.0	0.0	1.5	0.0
— « —	Ю3	<0.01	5.7	13.9	3.4	51.1	12.8	2.8	7.1	1.4	0.0	1.7	0.0
10653	Ю4	>0.1	0.9	2.1	0.5	3.5	62.5	10.4	19.7	0.0	0.0	0.5	0.0
— « —	Ю4	0.1-0.05	1.9	3.8	0.7	4.0	58.3	10.7	18.6	0.7	0.0	1.0	0.2

Таблица 1, продолжение

№ скв.	Пласт	Фракция, мм	Глинистые минералы				Кварц	Калиевый полевой шпат	Натриевый полевой шпат	Карбонатные минералы			Пирит
			Хлорит	Гидро-слюда	ССО	Као-линит				Каль-цит	Доло-мит	Сиде-рит	
— « —	Ю4	0.05-0.01	3.3	8.6	1.4	33.7	29.7	6.3	15.1	0.0	0.0	1.4	0.4
— « —	Ю4	<0.01	4.0	10.6	2.4	61.8	11.5	3.3	4.6	0.0	0.0	1.8	0.0
8092	Ю4	>0.1	0.0	1.2	0.7	2.1	61.6	14.0	20.4	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю4	0.1-0.05	1.2	3.9	1.2	4.1	52.3	9.9	27.1	0.0	0.0	0.2	0.0
— « —	Ю4	0.05-0.01	4.2	9.0	1.7	21.5	36.7	7.1	17.5	0.0	0.0	2.3	0.0
— « —	Ю4	<0.01	6.4	16.1	2.8	54.4	10.6	2.8	5.2	0.5	0.0	1.2	0.0
10292	Ю4	>0.1	1.1	3.9	0.7	5.0	58.2	11.4	18.7	0.0	0.0	0.7	0.2
— « —	Ю4	0.1-0.05	2.0	4.6	1.5	10.2	46.1	7.1	26.5	0.0	0.0	2.0	0.0
— « —	Ю4	0.05-0.01	4.7	10.5	2.2	19.9	38.0	6.7	16.8	0.0	0.0	1.1	0.0
— « —	Ю4	<0.01	7.0	16.7	3.2	50.7	13.7	3.2	4.7	0.0	0.0	0.9	0.0
10628	Ю5	>0.1	0.7	1.6	0.5	2.8	74.4	19.1	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0
— « —	Ю5	0.1-0.05	0.7	5.7	1.1	7.9	61.1	17.0	5.4	0.0	0.0	1.1	0.0
— « —	Ю5	0.05-0.01	1.0	5.9	1.6	45.5	25.0	14.9	5.0	0.0	0.0	1.2	0.0
— « —	Ю5	<0.01	1.0	7.3	2.1	77.6	6.7	4.2	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8092	Ю5	>0.1	0.7	2.0	0.4	4.2	57.4	14.3	20.8	0.0	0.0	0.2	0.0
— « —	Ю5	0.1-0.05	0.8	2.7	0.6	3.9	51.2	12.3	28.1	0.0	0.0	0.4	0.0
— « —	Ю5	0.05-0.01	4.0	8.8	2.1	18.1	40.2	5.9	19.7	0.0	0.0	1.3	0.0
— « —	Ю5	<0.01	6.6	15.2	3.6	56.9	9.7	3.3	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0
8092	Ю6	>0.1	1.2	7.5	1.4	18.3	52.2	17.1	1.9	0.0	0.0	0.5	0.0
— « —	Ю6	0.1-0.05	2.3	5.6	1.2	22.9	52.2	14.1	1.5	0.0	0.0	0.3	0.0
— « —	Ю6	0.05-0.01	3.1	10.0	1.7	33.4	39.3	10.3	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю6	<0.01	2.8	10.1	3.4	62.8	15.1	4.5	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0
10668	Ю6	>0.1	0.0	1.8	0.0	2.1	76.9	18.3	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю6	0.1-0.05	0.5	5.1	0.5	3.4	62.0	25.3	1.3	1.6	0.0	0.2	0.0
— « —	Ю6	0.05-0.01	0.9	7.4	0.9	44.4	26.1	16.1	1.4	0.0	0.0	2.7	0.0
— « —	Ю6	<0.01	1.6	9.4	1.4	71.9	9.2	5.6	0.6	0.0	0.0	0.2	0.0
10628	Ю6	>0.1	0.0	0.7	0.2	1.9	78.6	17.8	0.5	0.0	0.0	0.2	0.0
— « —	Ю6	0.1-0.05	0.6	9.3	0.2	4.1	61.7	22.0	0.4	1.6	0.0	0.2	0.0
— « —	Ю6	0.05-0.01	1.2	8.7	0.7	34.0	33.5	18.9	1.7	0.0	0.0	1.2	0.0
— « —	Ю6	<0.01	1.5	9.3	1.5	72.5	9.8	4.5	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0
10292	Ю7	>0.1	0.9	1.6	0.0	3.2	93.7	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю7	0.1-0.05	1.1	5.4	0.8	7.4	79.0	4.4	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0
— « —	Ю7	0.05-0.01	3.0	13.0	1.7	37.8	35.0	3.3	4.8	0.0	0.0	1.3	0.0
— « —	Ю7	<0.01	2.9	15.7	1.8	62.7	8.2	2.4	5.3	0.0	0.0	1.0	0.0

Анализ полученных данных показал, что по мере уменьшения размера гранулометрических фракций отмечается закономерный рост содержания глинистых минералов и, напротив, уменьшение доли обломков кварц-полевошпатового состава.

Обратим внимание на хорошо известный факт, что понятия глинистая гранулометрическая фракция и глинистые минералы не тождественны друг другу. Размеры глинистой фракции приняты равными <0.01 мм, однако и обломки кварца, полевых шпатов и других минералов, обычно

слагающих обломочную часть осадочных пород, также могут иметь размеры глинистой фракции. Причем суммарное содержание этих обломков в глинистой фракции может достигать 22-26% (см. табл. 1).

Если содержание обломочного кварца практически всегда уменьшается по мере перехода от песчаной фракции к глинистой, то концентрация калиевого и особенно натриевого полевых шпатов может иметь максимальные значения в составе алевритовых фракций (см. табл. 1).

Интересно, что в гранулометрических фракциях, выделенных из пласта Ю<sub>7</sub>, максимальная концентрация альбита отмечается именно в глинистой фракции (см. табл. 1). Отмеченный феномен объясняется тем, что большая часть рассматриваемого минерала представлена в этих пробах эпигенетическим мелкокристаллическим альбитом, образовавшимся в пласте за счет неустойчивых обломков, представленных главным образом кислыми плагиоклазами.

Ниже будет показано, что рассматриваемые осадки пласта Ю<sub>7</sub>, вероятно, претерпели гидротермальные преобразования, приведшие не только к образованию эпигенетического мелкокристаллического альбита, порового каолинита, пленочной гидрослюда, но и к интенсивному выносу К, U и Th.

Следует обратить внимание на очень высокое содержание глинистых минералов в песчаной фракции пласта Ю<sub>6</sub>, вскрытого скважиной № 8092, достигающей 28.4% (см. табл. 1). Высокое содержание глинистых минералов в рассматриваемой песчаной фракции связано с наличием многочисленных обломков кварц-серицит-каолиновых сланцев, которые из-за их механической прочности сохранились в виде обломков песчаной и алевритовой размерности и не разрушились до отдельных глинистых частиц в процессе дезинтеграции и отмучивания осадка в воде. В остальных образцах этой же фракции, отобранной из других скважин, содержание глинистых минералов в песчаной фракции не превышает 5-7% (см. табл. 1).

Глинистые минералы в песчаной и алевритовой фракциях присутствуют в следующем виде:

- в форме прочных обломков глинистых сланцев соответствующей гранулометрической фракции, сохраняющихся в процессе дезинтеграции и отмучивания осадка;
- в адсорбированном виде на поверхности обломков пород и минералов песчано-алевритовой фракции;
- в составе аргиллизированных обломков изверженных пород;
- в виде частиц эпигенетических глинистых минералов, захваченных в процессе роста и регенерации гранями обломочных зерен кварца, реже альбита.

Среди глинистых минералов явно преобладает каолинит, причем в песчано-алевритовых разновидностях пород основным является эпигенетический поровый каолинит, обычно присутствующий в виде буклетовидных агрегатов. Эти каолиновые агрегаты часто имеют размеры более 0.01 мм и по этой причине попадают в мелкоалевритовую гранулометрическую фракцию. Его содержание в составе глинистой фракции изменяется от 50.7 до 77.6% (см. табл. 1).

Второй по вкладу в суммарное содержание глин является гидрослюда. Ее концентрация в составе глинистой фракции варьирует в пределах от 7.3 до 16.7% (см. табл. 1). Доля смешанно-слоистых образований (ССО) невелика и составляет в среднем всего 2-3% от суммы глин (см. табл. 1). Поэтому концентрация К<sup>40</sup> в различных гранулометрических фракциях определяется главным образом содержанием в них гидрослюда, слюды и калиевого полевого шпата.

Содержание хлорита в различных гранулометрических фракциях также невелико и в среднем немного превышает концентрацию ССО. Так, в составе глинистой фракции, выделенной из различных продуктивных пластов, концентрация хлорита варьирует от 1.0 до 6.6% (см. табл. 1). Непосредственно в состав хлорита естественно-радиоактивные элементы не входят, однако в виде мелких включений в обломках терригенного хлорита встречаются зерна монацита, в состав которого могут входить U и Th, о чем более подробно будет сказано ниже.

Следует обратить внимание на то, что состав и соотношение глинистых минералов, слагающих породы-коллекторы, имеющих преимущественно песчано-алевритовый гранулометрический состав, заметно отличаются от такового в глинистых прослойках. Главное отличие заключается в том, что глинистые прослойки сложены терригенным глинистым материалом, а в составе песчано-алевритовых отложений значительную долю составляют новообразованные (эпигенетические) глинистые минералы, представленные главным образом каолинитом и гидрослюдой с примесью ССО. Хлорит, присутствующий в составе песчано-алевритовых отложений — исключительно терригенный, т.к. в существующих в пласте термодинамических условиях он не образуется.

Поэтому глинистые минералы, слагающие глинистые прослои, содержат в себе и на себе (в адсорбированном состоянии) первоначальный набор ЕРЭ, а в песчано-алевритовых отложениях вследствие перекристаллизации и новообразования эпигенетических глинистых минералов происходит перераспределение ЕРЭ. Логично предположить, что в терригенной глинистой фракции концентрация ЕРЭ должна быть выше, чем в таковой, имеющей преимущественно эпигенетическое происхождение, поскольку в процессе перекристаллизации, как известно, происходит очищение минералов от примесей. Исходя из сказанного, становится понятным, что объединять глинистые фракции, входящие в состав глинистых прослоев и песчано-алевритовых отложений, нежелательно, т.к. в этом случае не будет однозначной связи между ЕРЭ и содержанием глинистой фракции.

Концентрация карбонатных минералов в составе рассматриваемых фракций очень низкая, поэтому они слабо влияют на их коллекторские и радиоактивные свойства. Отмечается присутствие лишь кальцита и сидерита при полном отсутствии доломита (см. табл. 1). Чаще всего встречается сидерит, но и его содержание не превышает 1.7-2.7%. Сидерит, скорее всего, мог образоваться в раннем диагенезе (в виде микрооолитов) и эпигенезе, частично замещая обломочные зерна хлорита и биотита (рис. 2 а).

Спорадически встречается пирит, который является аутигенным. Позднее в эпигенезе он мог перекристаллизовываться, образуя кристаллы правильной октаэдрической формы. Его содержание варьирует в широких пределах — от 0.2 до 7.0%, но чаще всего его концентрация не превышает 0.3-0.4% (см. табл. 1). Причем встречается он лишь до уровня пласта Ю<sub>4</sub> включительно, глубже присутствует только сидерит. Установленный факт, вероятно, свидетельствует о том, что накопление нижних продуктивных пластов (Ю<sub>5</sub>-Ю<sub>7</sub>) происходило преимущественно в континентальных условиях (речной аллювий, сидеритовая геохимическая фация), а верхних (Ю<sub>2</sub>-Ю<sub>4</sub>) — в прибрежно-морских (пиритовая геохимическая фация).

Акцессорные минералы, в составе которых обычно присутствуют U и Th, исследовались, как уже отмечалось выше, с помощью РЭМ, причем снимки выполнялись в режиме КОМПО. Используя этот режим, удалось установить, что в рассматриваемых отложениях присутствуют следующие минералы, сложенные тяжелыми элементами: пирит (как уже отмечалось выше, от пласта Ю<sub>2</sub> до Ю<sub>4</sub> включительно), сульфид серебра, вероятно, акантит (рис. 2 б) — в пласте Ю<sub>3</sub>; сульфиды сложного состава, в которых в форме твердого раствора присутствуют Fe, Cu, Ni и Co, — пласты Ю<sub>4</sub>, Ю<sub>5</sub> (рис. 2 в, г), халькопирит — пласты Ю<sub>4</sub>, Ю<sub>5</sub>, Ю<sub>6</sub> (рис. 2 а), сфалерит — пласты Ю<sub>4</sub>, Ю<sub>6</sub> (рис. 2 г, 3 а), молибденит — пласт Ю<sub>4</sub> (рис. 3 б), галенит — пласт Ю<sub>6</sub> (рис. 3 в), самородное золото, серебро (пласт Ю<sub>5</sub>), окислы урана (пласт Ю<sub>5</sub>), самородные металлы в форме твердых растворов, представленные Fe, V, Cu, Cr (пласт Ю<sub>5</sub>), рутил — пласты Ю<sub>4</sub>, Ю<sub>5</sub>, Ю<sub>6</sub> (рис. 3 г), апатит (пласты Ю<sub>4</sub>, Ю<sub>6</sub>), монацит (встречен во всех пластах), циркон (также встречен во всех пластах), силикат иттрия (пласты Ю<sub>6</sub>, Ю<sub>7</sub>). В базальном пласте (Ю<sub>7</sub>) отмечаются обломки хромитов (см. рис. 3 г).

Поскольку сульфиды содержат кларковые концентрации радиоактивных элементов и присутствуют в виде примеси, то в настоящей работе они детально не рассматриваются, т.к. не вносят сколько-нибудь значительного вклада в радио-

активные свойства осадков тюменской свиты. Однако они представляют интерес в том отношении, 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.

Самородное золото, серебро и окислы урана, встреченные в виде мелких включений в органическом веществе, также могут иметь гидротермальное происхождение, о чем более подробно будет сказано ниже.

Поскольку циркон и монацит, скорее всего, являются одними из основных концентраторов U и Th в рассматриваемых отложениях, т.к. они встречены в составе всех продуктивных пластов от Ю<sub>2</sub> до Ю<sub>7</sub>, то дадим более подробную характеристику особенностям их распределения в осадках.

Абсолютное содержание монацита и циркона в рассматриваемых отложениях не определялось. Выполнена лишь примерная оценка их «площадного» содержания в пробах путем сравнения площади обломочных зерен циркона и монацита с общей площадью присутствующих на снимках зерен. Причем такая оценка проводилась лишь на снимках, выполненных при сравнительно небольших увеличениях (40-100<sup>x</sup> — для песчано-алевритовых фракций и 1000-1500<sup>x</sup> — для глинистой фракции).

Оказалось, что «площадная» концентрация монацита варьирует в пределах от 0.04 до 0.18% (при среднем значении 0.10%), а циркона — от 0.03 до 0.34% (при средней величине 0.16%).

Монацит и циркон встречаются как в виде обломочных зерен (рис. 4), так и в форме включений, присутствующих в более крупных обломках различных минералов и пород (рис. 5).

Зерна циркона встречены в виде включений в кварце (рис. 5 а), в обломке гнейса, сложенного кварцем, биотитом и калиевым полевым шпатом (рис. 5 б), в обломках калиевого полевого шпата (рис. 5 в), а также в органическом веществе (рис. 5 г).

Зерна монацита в виде включений встречены в кварце (рис. 6 а), кварц-серицитовом сланце (рис. 6 б), хлорите (рис. 6 в) и органическом веществе (см. рис. 5 г, 6 г).

Наряду с монацитом и цирконом нами встречен довольно редкий минерал — силикат иттрия, который также присутствует как в виде обломков (рис. 7 а), так и в виде включений в кварц-серици-товом сланце (рис. 7 б, в).

Силикат иттрия, встреченный в виде обломка, обогащен Zr, кроме того, в качестве примеси в нем присутствуют Dy и Yb. В виде механических

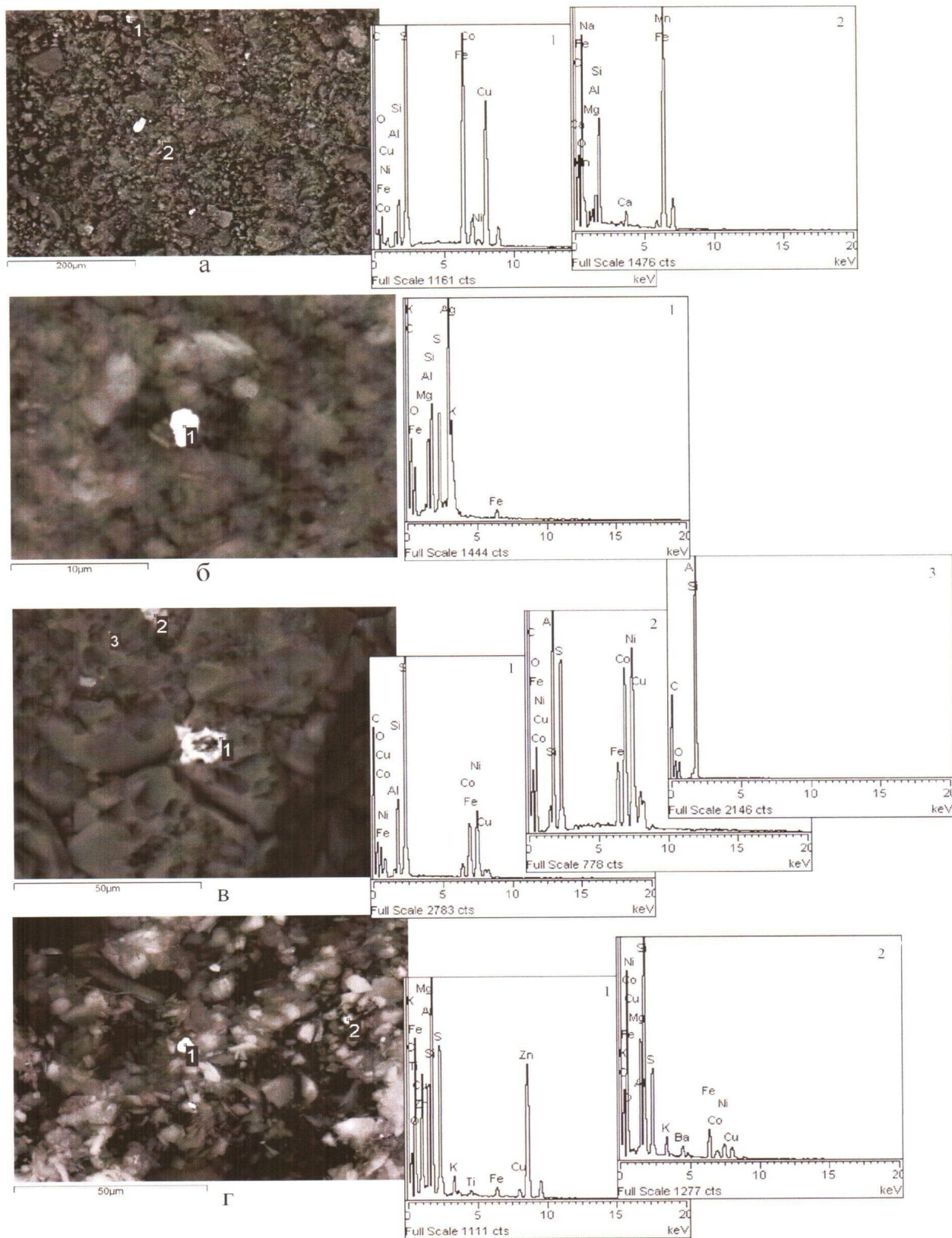


Рис. 2. Снимки РЭМ:

а - халькопирит с примесью  $Co$  и  $Ni$  (спектр 1) и сидерит с примесью  $Ca$  (спектр 2), фракция  $0.05 - 0.01\text{ мм}$ , пласт Ю<sub>7</sub>, скв. 8092;

б - акантит (спектр 1), фракция  $< 0.01\text{ мм}$ , пласт Ю<sub>7</sub>, скв. 8092;

в - сульфиды  $Fe$ ,  $Co$ ,  $Ni$  и  $Cu$  (спектры 1, 2) на зерне частично регенерированного кварца (спектр 3), фракция  $> 0.1\text{ мм}$ , пласт Ю<sub>7</sub>, скв. 10292;

г - сфалерит с примесью  $Fe$  и  $Cu$  (спектр 1) и сульфиды  $Fe$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cu$  с примесью  $Ba$  (спектр 2), фракция  $< 0.01\text{ мм}$ , скв. 10292, Ловинское месторождение



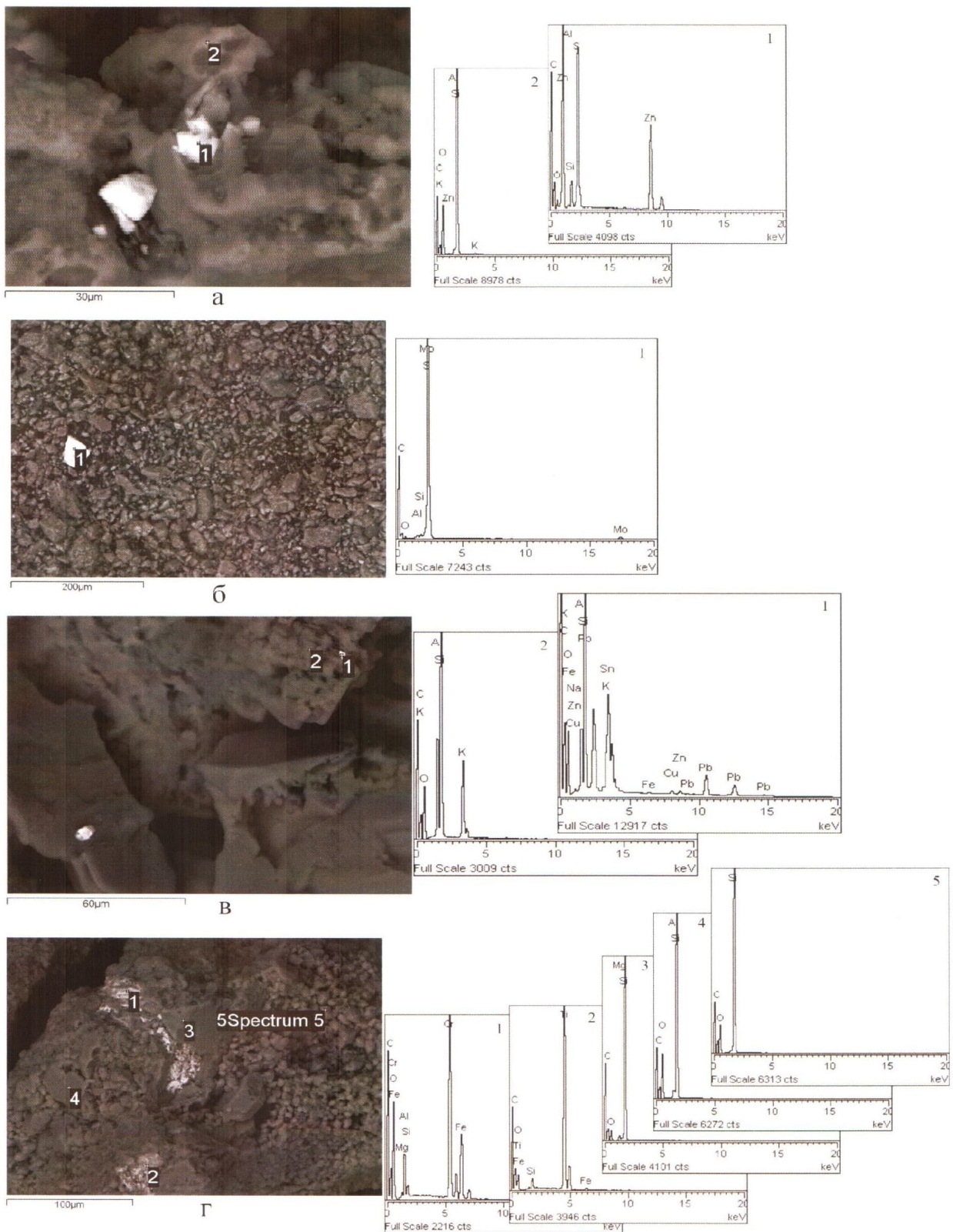


Рис. 3. Снимки РЭМ:

а - кристаллы сфалерита (спектр 1) на частично выщелоченном зерне кварца (спектр 2), фракция 0.1 - 0.05 мм, пласт Ю<sub>5</sub>, скв. 8092;

б - зерно молибденита (спектр 1), фракция 0.05 - 0.01 мм, пласт Ю<sub>4</sub>, скв. 10292;

в - зерно галенита с примесью Fe, Sn, Cu, Zn (спектр 1) на выщелоченном обломке калиевого полевого шпата (спектр 2), фракция 0.1 - 0.05 мм, пласт Ю<sub>4</sub>, скв. 8092;

г - хромит (спектр 1) и рутил (спектр 2) в крупном частично регенерированном обломке кварцита, сложенного крупными и многочисленными мелкими зернами кварца (спектры 3-5), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>4</sub>, скв. 10292, Ловинское месторождение

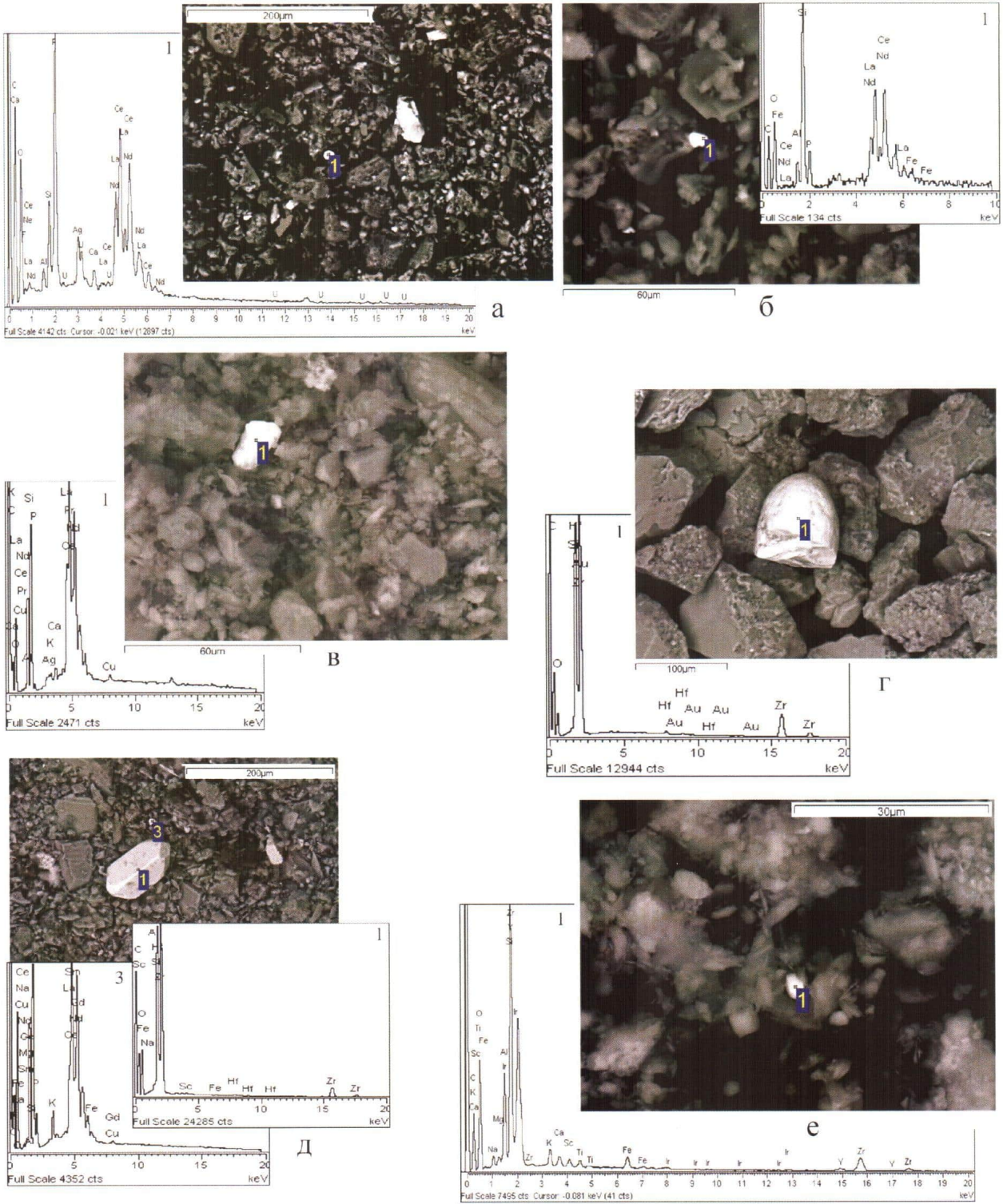


Рис. 4. Снимки РЭМ обломочных зерен монацита (а-в, д) и циркона (г-е) с их элементными спектрами, встреченных в осадках тюменской свиты Ловинского месторождения:

- а, б — фракция 0.05-0.01 мм, пласт Ю<sub>3</sub>, скв. 8092;
- в — фракция 0.05-0.01 мм, пласт Ю<sub>3</sub>, скв. 10628;
- г — фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>7</sub>, скв. 10292;
- д — фракция 0.05-0.01 мм, пласт Ю<sub>7</sub>, скв. 10292;
- е — фракция <0.01 мм, пласт Ю<sub>3</sub>, скв. 8092

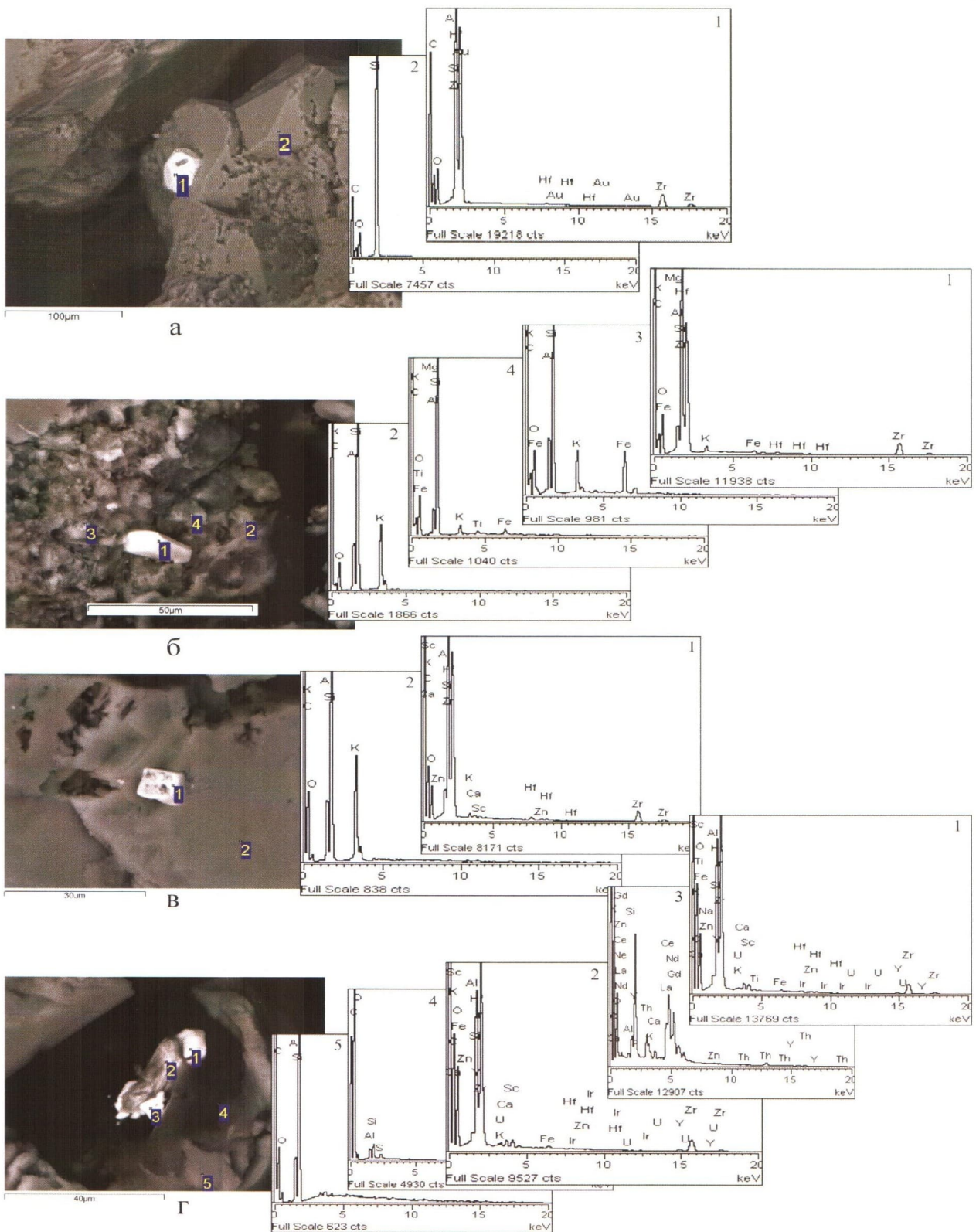


Рис. 5. Снимки РЭМ: а — регенерированное зерно циркона (спектр 1) в обломочном зерне кварца, также покрытом регенерированными гранями (спектр 2), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>9</sub> скв. 10628; б — регенерированное зерно циркона (спектр 1) в кварц-биотит-полевошпатовом гнейсе (спектры 2-4), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>9</sub> скв. 10292; в — циркон (спектр 1) в частично выщелоченном обломке калиевого полевого шпата (спектр 2), фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>9</sub> скв. 8092; г — агрегат, состоящий из зерен урансодержащего циркона (спектры 1, 2) и более мелких зерен торийсодержащего монацита (спектр 3), находящихся в серосодержащем органическом веществе (спектр 4), расположенном на поверхности кварц-каолинового сланца (спектр 5), фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>9</sub> скв. 8092

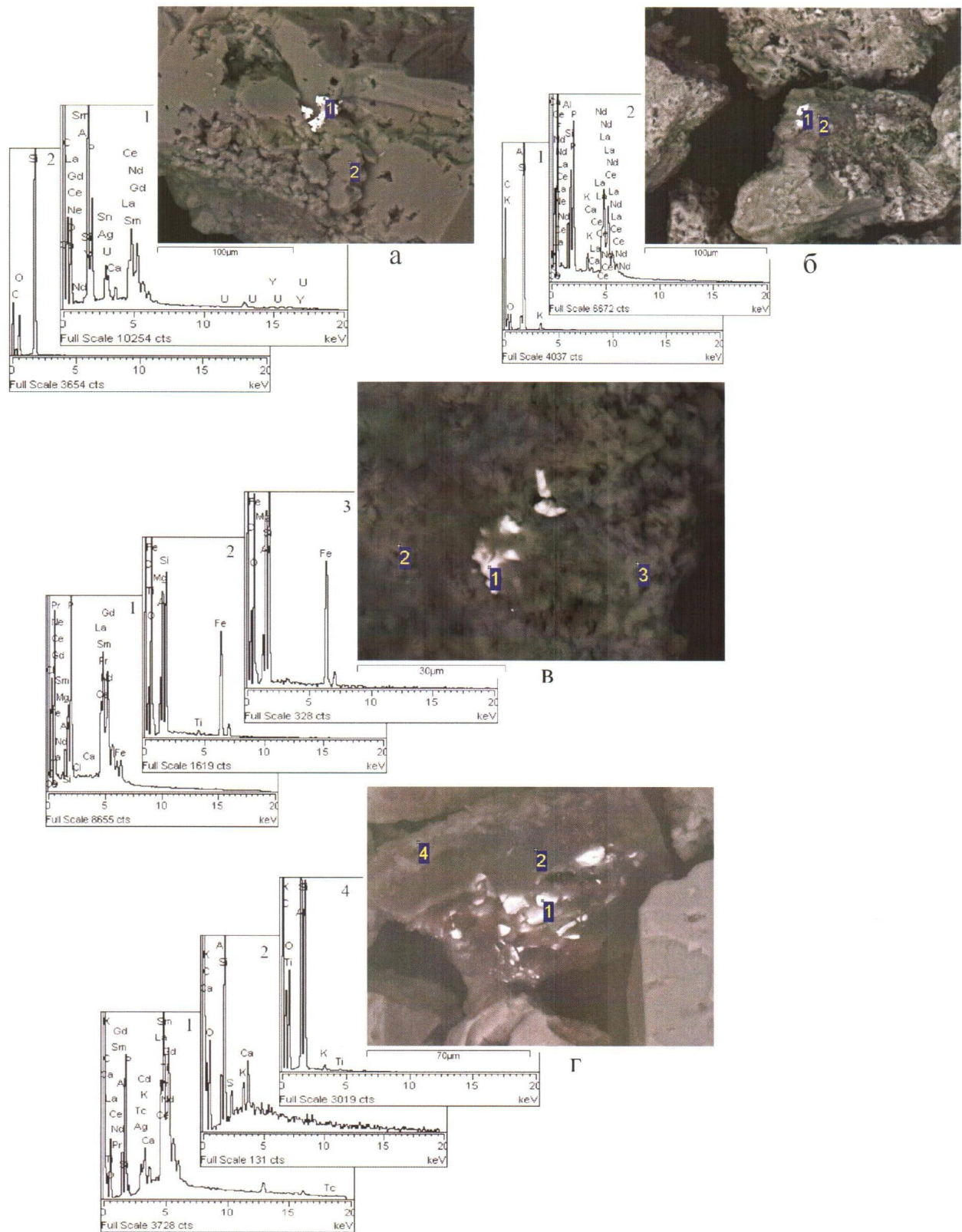


Рис. 6. Снимки РЭМ: а — зерна урансодержащего монацита (спектр 1) в обломочном зерне кварца (спектр 2), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 10628; б — зерна монацита (спектр 1) в кварц-серицитовом сланце (спектр 2), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 8092; в — зерно монацита (спектр 1) в обложке хлоритового сланца (спектры 2, 3), фракция > 0.1 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 10292; г — многочисленные зерна монацита (спектр 1) в серосодержащем органическом веществе (спектр 2), находящихся на поверхности серицит-каолинитового сланца (спектр 4), фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 10628

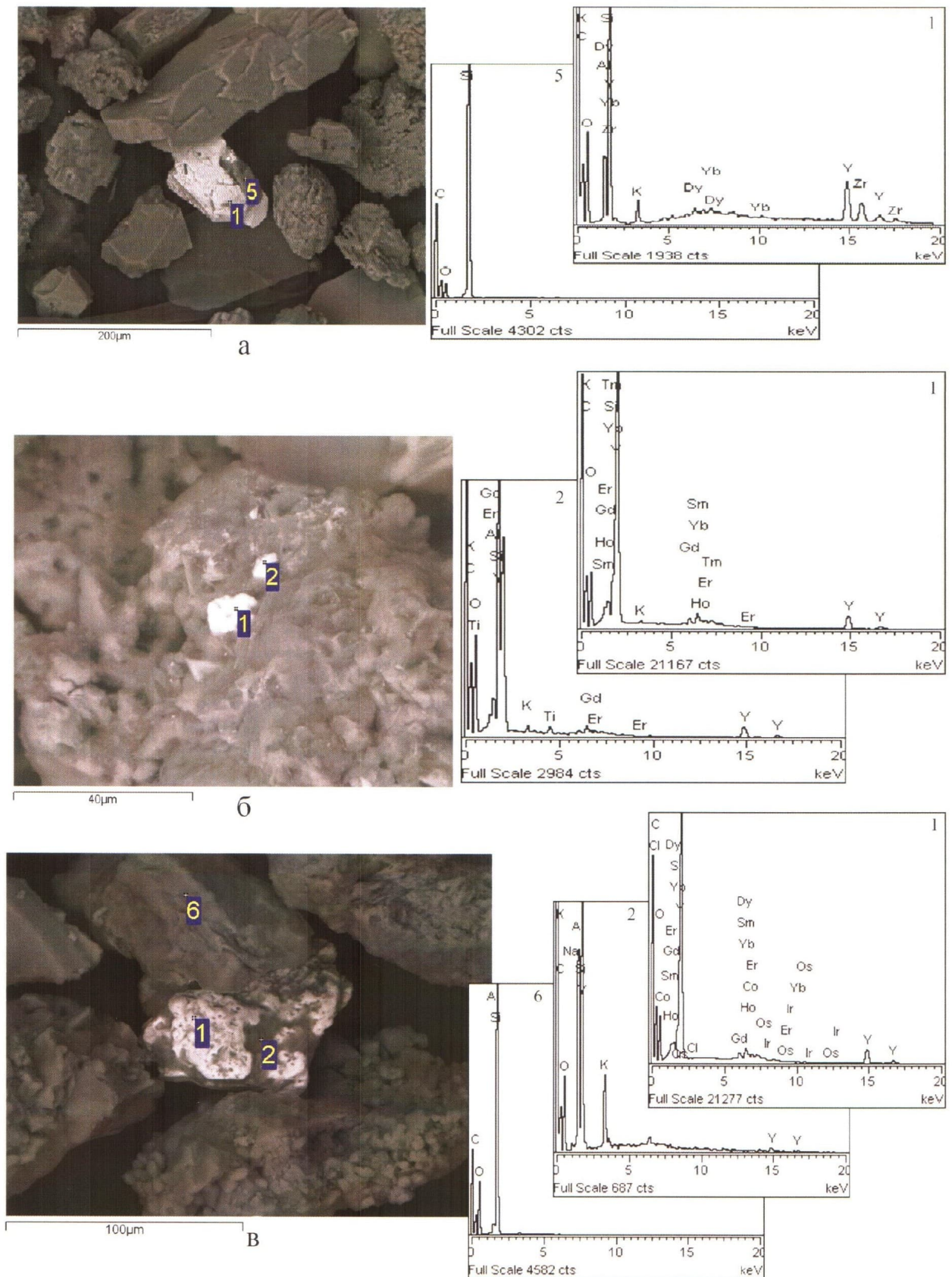


Рис. 7. Снимки РЭМ: а — зерно силиката иттрия с примесью циркона (спектр 1), содержащее обломок кварца (спектр 5), фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 8092; б — микрозерна силиката иттрия (спектры 1, 2) в обломочном зерне кварц-серицит-каолинитового сланца, фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 10628; в — агрегаты силиката иттрия (спектр 1) на зерне кварц-серицитового сланца (спектры 2, б), фракция 0.1-0.05 мм, пласт Ю<sub>р</sub>, скв. 10292

включений в нем отмечаются обломки кварца (см. рис. 7 а).

В зернах силиката иттрия, присутствующих в кварц-серицитовом сланце, цирконий полностью отсутствует, зато отмечается большой набор редких земель: Gd, Yb, Sm, Tm, Er, Ho, Ir, Os, Dy (см. рис. 7 б, в). Здесь следует обратить внимание на тот немаловажный факт, что, обладая большим радиусом захвата нейтронов, Sm и Gd значительно искажают результаты интерпретации нейтронных методов ГИС, с помощью которых проводится определение пористости пород в скважинах. Поэтому для повышения степени достоверности определения пористости по результатам интерпретации нейтронных методов ГИС необходимо учитывать содержание в породе Sm и Gd. Поскольку эти элементы кроме силиката иттрия накапливаются главным образом в монаците (см. рис. 5 г, 6 а, в, г), то, зная содержание монацита в породе, можно было бы качественно оценить влияние этих элементов на поглощение нейтронов.

Следует отметить тот факт, что циркон в виде отдельных обломков встречается примерно в 6 раз чаще, чем монацит. Монацит обычно присутствует в виде включений в более крупных обломках минералов, пород и органическом веществе (см. рис. 5, 6).

Обращают на себя внимание различия в размерах зерен циркона и монацита, присутствующих в осадках, как в виде обломков, так и в форме включений в других обломочных зернах.

Большая часть обломочных зерен циркона имеет размеры от 10 до 100 мкм (57% от числа всех зерен), то есть они попадают в мелко- и крупнозернистую алевритовые гранулометрические фракции (рис. 8 а). В составе глинистой фракции присутствует, соответственно, 43% зерен циркона. Причем половина этих зерен попадает в крупную (5-10 мкм), а другая — в среднюю (1-5 мкм) по размерам глинистые фракции. Обломочные зерна циркона, имеющие размеры

самой мелкой глинистой фракции (менее 1 мкм), полностью отсутствуют (см. рис. 8 а).

Обломки монацита, напротив, чаще всего имеют размеры, соответствующие глинистой гранулометрической фракции (95% от их общего числа). Причем наибольшая их доля сконцентрирована в средней и мелкой глинистых фракциях (рис. 8 б).

Отмеченные различия в размерах зерен циркона и монацита можно объяснить следующими причинами. Во-первых, зерна или кристаллы монацита могут с самого начала (т.е. с момента их образования) иметь меньшие размеры по сравнению с кристаллами циркона. 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. 4 д, 5 а, б).

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 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 фракций (см. рис. 5, 6, 7 б, в). Тем не менее в глинистой фракции, особенно в наиболее тонких ее фрак-

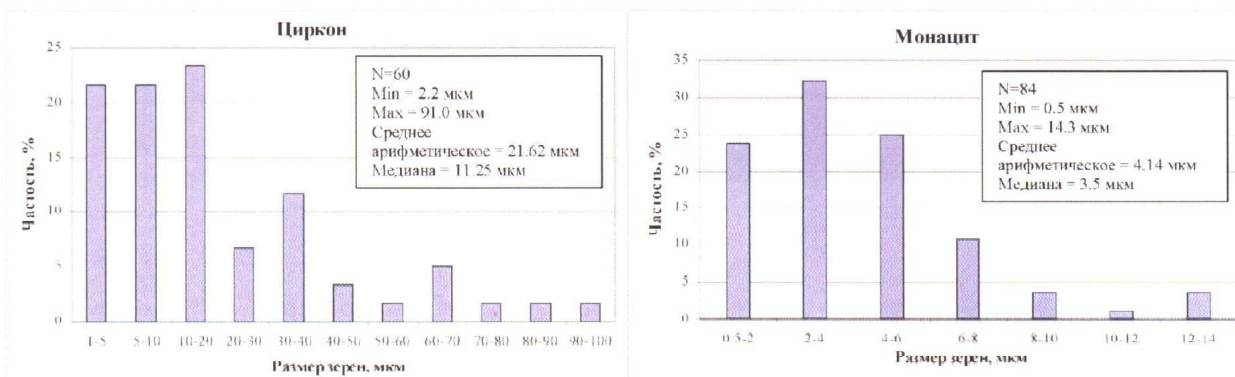


Рис. 8. Распределение зерен циркона (а) и монацита (б) по размерам в осадках тюменской свиты Ловинского месторождения

циях, основным концентратом U и Th является монацит. В средней и крупной глинистых фракциях и в мелкозернистой алевритовой фракции главным концентратом 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).

Поиски более мелких обломков акцессорных минералов на снимках РЭМ привели к обнаружению очень маленького светлого участка на глинистом микроагрегате размером около 0.2-0.3 мкм, в пределах которого с помощью микрозонда удалось установить присутствие небольшого количества Се и Р (рис. 9), из чего можно заключить, что частичка имеет состав  $\text{Ce}[\text{PO}_4]$  или  $\text{Ce}[\text{PO}_4]\text{H}_2\text{O}$  (рабдофанит). Глинистый агрегат, на поверхности которого присутствует частичка монацита, представлен гидрослюдой и каолинитом (см. рис. 9).

Особого внимания заслуживает органическое вещество, напоминающее битум, присутствующее в исследуемых образцах. В процессе механического разделения дезинтегрированных образцов на фракции с помощью сита частички этого битумоподобного вещества слипаются в виде веретенообразных продолговатых тел (рис. 10 а). Изучение этих тел в режиме КОМПО при больших увеличениях показало, что в них присутствуют мелкие частички самородного золота (рис. 10, б), серебра, минералов урана (рис. 10 в). При очень большом увеличении удалось рассмотреть морфологию самого крупного зерна минерала урана, которое, скорее всего, представлено его окислом (настураном), окруженным зернами кальцита (рис. 10 г). Судя по присутствию серы на элементных спектрах, полученных с органо-минеральной массы, органическое вещество содержит в своем составе соединения серы, что характерно для тиокеритов.

С органическим веществом связана также находка минеральной ассоциации урансодержащего циркона и монацита, содержащего торий

Таблица 2

**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА ЗЕРНА МОНАЦИТА, ПРИСУТСТВУЮЩЕГО НА РИСУНКЕ 5Г (ФРАКЦИЯ 0.1-0.05 ММ, ПЛАСТ Ю<sub>6</sub>, СКВ. 8092, ЛОВИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)**

№ п/п	Элемент	Содержание, %	№ п/п	Элемент	Содержание, %
1	Al	0.76	7	La	12.10
2	Si	2.74	8	Ce	21.44
3	P	16.00	9	Nd	5.31
4	K	0.41	10	Gd	0.34
5	Ca	0.76	11	Th	7.81
6	Zn	0.29	12	O	32.04

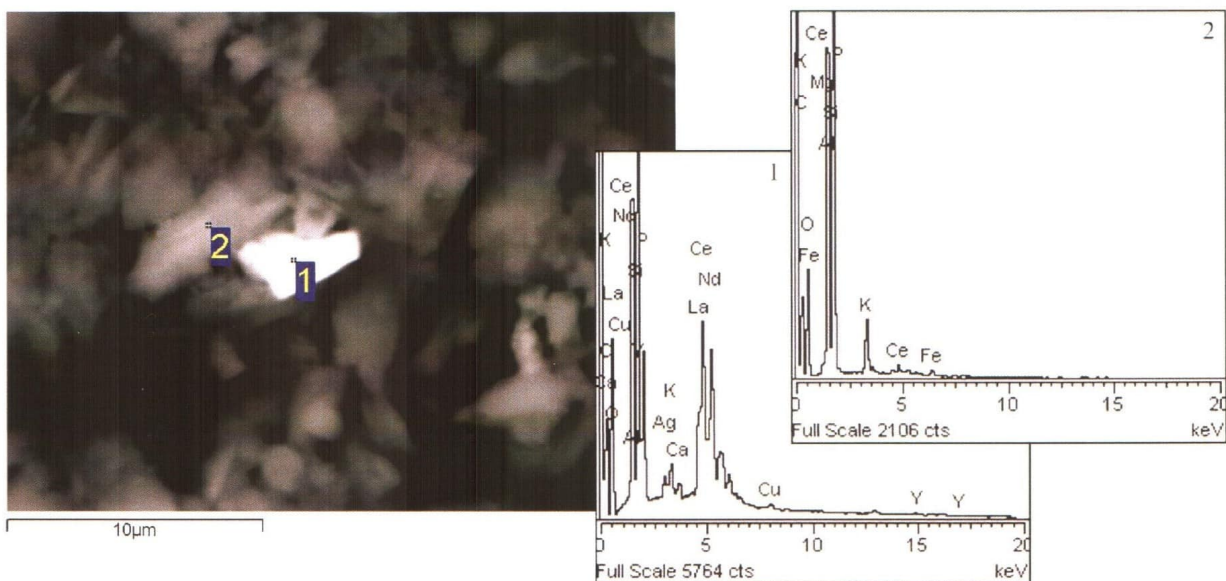


Рис. 9. Снимок РЭМ фракции <math>< 0.01\text{ мм}</math> с остроугольным обломком (спектр 1) и пылевидной частицей (спектр 2) монацита; пласт Ю<sub>6</sub>, скв. 10628, Ловинское месторождение

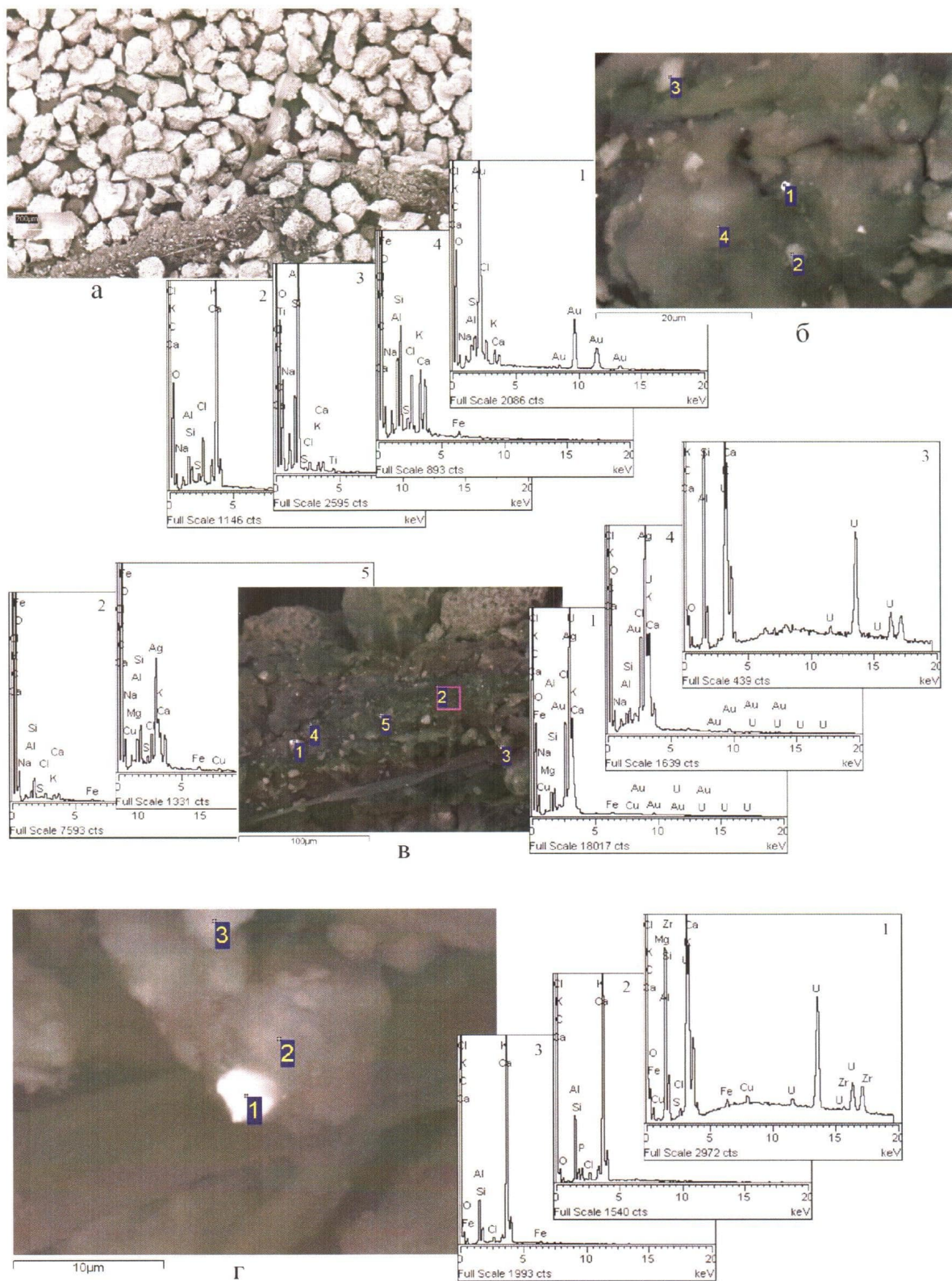


Рис. 10. Снимки РЭМ: а — общий вид фракции 0.1-0.05 мм с продолговатым агрегатом слипшихся частиц битумоподобного вещества; б — увеличенный фрагмент битумоподобного агрегата с частицей самородного золота Au (спектр 1), микрозернами кальцита (спектр 2), обломком альбита (спектр 3), микроагрегатом альбита, гидрослюды и кальцита (спектр 4); в — другой увеличенный фрагмент того же битуминозного агрегата с частицами серебра, содержащими примеси U (спектры 1, 4, 5), микрозерном настурана (спектр 3) и элементным спектром органического вещества с минеральными примесями в нем (спектр 2); г — увеличенный фрагмент предыдущего снимка с частицей настурана (спектр 1), рядом с которой присутствуют зерна кальцита с примесью гиббсита (спектры 2, 3); скв. 8092, пласт Ю, Ловинское месторождение



(см. рис. 5 г). Судя по данным микрозондового элементного анализа, концентрация Th в монаците составляет 7.81% (табл. 2). Следует обратить внимание на тот факт, что, несмотря на то, что содержание Th в рассматриваемых отложениях в 2 и более раз выше, чем U, это единственный спектр (из 504 полученных элементных спектров), в котором микрозонд зафиксировал присутствие Th. Наличие U, несмотря на его заметно более низкую, чем Th, концентрацию в рассматриваемых отложениях отмечается гораздо чаще (см. рис. 4 а, 5 г, 6 а, 10 в, 10 г). Следовательно, Th в рассматриваемых отложениях находится в более рассеянном состоянии по сравнению с U.

Многочисленные остроугольные зерна монацита также встречены в органической массе, содержащей в своем составе серу (см. рис. 6 г). Из результатов элементного анализа следует,

что в рассматриваемой органической массе (тиокерит?), кроме зерен монацита, присутствуют кальцит, каолинит и гидрослюда (см. рис. 6 г).

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ К, U, TH И СУММАРНОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ В РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЯХ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ЛОВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Анализ результатов определения содержания ЕРЭ и суммарной радиоактивности в различных гранулометрических фракциях, выделенных из отложений тюменской свиты Ловинского месторождения, показал, что наблюдается закономерное увеличение содержания К, U, Th и суммарной радиоактивности по мере перехода от песчаной к глинистой фракции (табл. 3).

Таблица 3

### РАДИОАКТИВНЫЕ СВОЙСТВА РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ ЛОВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

фракция	пласт	номер скв.	содержание ЕРЭ			содержание ЕРЭ (в $\mu\text{r}$ )			вклад в общую радиоактивность, %			общая рад-ть ( $\mu\text{r}$ )	отношения		
			К	U	Th	К	U(Ra)	Th	К	U(Ra)	Th		Th/U	K/U	Th/K
			%	ppm	ppm										
>0.1	Ю2	9186	1.7	1.1	2.6	3.1	1.1	1.0	59.6	21.3	19.1	5.2	2.3	1.6	1.5
0.1-0.05	Ю2	9186	1.4	3.1	5.8	2.6	3.1	2.3	32.3	39.0	28.7	7.9	1.9	0.5	4.1
0.05-0.01	Ю2	9186	1.7	5.9	4.1	3.1	5.9	1.6	29.3	55.4	15.2	10.6	0.7	0.3	2.4
<0.01	Ю2	9186	2.5	4.6	7.8	4.5	4.6	3.0	37.1	37.7	25.2	12.1	1.7	0.6	3.1
>0.1	Ю3	8092	1.4	1.0	3.1	2.6	1.0	1.2	53.3	21.3	25.4	4.8	3.1	1.4	2.2
0.01-0.05	Ю3	8092	1.9	3.4	4.2	3.4	3.4	1.6	40.5	40.1	19.4	8.4	1.2	0.6	2.2
0.05-0.01	Ю3	8092	2.1	5.3	6.9	3.8	5.3	2.7	32.4	44.9	22.7	11.8	1.3	0.4	3.2
<0.01	Ю3	8092	2.2	8.9	10.2	4.0	8.9	4.0	23.9	52.6	23.6	16.9	1.2	0.3	4.5
>0.1	Ю3	10653	1.7	2.7	5.4	3.1	2.7	2.1	39.1	34.2	26.7	7.9	2.0	0.6	3.1
0.1-0.05	Ю3	10653	1.8	3.3	4.3	3.2	3.3	1.7	39.4	40.1	20.5	8.2	1.3	0.5	2.4
0.05-0.01	Ю3	10653	1.8	4.0	5.1	3.1	4.0	2.0	34.5	43.6	21.8	9.1	1.3	0.4	2.9
<0.01	Ю3	10653	2.1	3.7	7.3	3.8	3.7	2.8	36.6	36.1	27.4	10.3	1.9	0.6	3.4
>0.1	Ю3	10650, 10291	1.5	0.7	3.0	2.7	0.7	1.2	58.1	15.9	25.9	4.6	4.2	2.0	2.0
0.1-0.05	Ю3	10650, 10291	2.4	3.1	7.1	4.4	3.1	2.8	42.6	30.5	26.9	10.2	2.3	0.8	2.9
0.05-0.01	Ю3	10650, 10291	2.1	2.6	5.8	3.8	2.6	2.3	43.5	30.5	26.0	8.7	2.2	0.8	2.7
<0.01	Ю3	10650, 10291	2.5	4.9	7.1	4.5	4.9	2.8	36.6	40.5	22.9	12.2	1.4	0.5	2.9
>0.1	Ю4	10291, 10292	1.5	1.9	2.8	2.6	1.9	1.1	46.4	33.9	19.7	5.6	1.5	0.8	1.9
0.1-0.05	Ю4	10291, 10292	1.7	1.4	3.0	3.0	1.4	1.2	53.6	25.2	21.3	5.6	2.2	1.2	1.8

фракция	пласт	номер скв.	содержание ЕРЭ			содержание ЕРЭ (в $\mu\text{r}$ )			вклад в общую радиоактивность, %			общая рад-ть ( $\mu\text{r}$ )	отношения		
			K %	U ppm	Th ppm	K	U(Ra)	Th	K	U(Ra)	Th		Th/U	K/U	Th/K
0.05-0.01	Ю4	10291, 10292	2.0	4.0	5.3	3.6	4.0	2.1	37.1	41.5	21.4	9.6	1.3	0.5	2.7
<0.01	Ю4	10291, 10292	2.7	5.5	8.7	4.8	5.5	3.4	34.9	40.3	24.8	13.7	1.6	0.5	3.3
>0.1	Ю4	10653	1.1	1.0	2.5	1.9	1.0	1.0	49.4	24.8	25.8	3.8	2.7	1.1	2.4
0.1-0.05	Ю4	10653	1.8	3.6	4.1	3.2	3.6	1.6	37.9	43.1	19.0	8.4	1.1	0.5	2.3
0.05-0.01	Ю4	10653	2.2	2.7	6.0	3.9	2.7	2.3	43.9	30.1	26.0	8.9	2.2	0.8	2.7
<0.01	Ю4	10653	2.9	3.5	9.5	5.1	3.5	3.7	41.7	28.2	30.0	12.3	2.7	0.8	3.3
>0.1	Ю5	10292, 10628	1.6	1.6	5.6	2.8	1.6	2.2	42.5	24.1	33.4	6.6	3.6	1.0	3.6
0.1-0.05	Ю5	10292, 10628	1.9	3.7	6.9	3.4	3.7	2.7	34.4	38.1	27.5	9.8	1.9	0.5	3.7
0.05-0.01	Ю5	10292, 10628	1.7	3.4	6.4	3.0	3.4	2.5	33.4	38.6	27.9	8.9	1.9	0.5	3.8
<0.01	Ю5	10292, 10628	1.5	3.9	6.1	2.7	3.9	2.4	29.6	43.9	26.4	9.0	1.5	0.4	4.1
>0.1	Ю6	8092	1.6	3.4	8.2	2.8	3.4	3.2	30.2	35.8	34.0	9.4	2.4	0.5	5.2
0.1-0.05	Ю6	8092	2.8	6.3	9.6	5.0	6.3	3.7	33.2	42.1	24.7	15.1	1.5	0.4	3.4
0.05-0.01	Ю6	8092	2.1	5.9	9.9	3.8	5.9	3.9	27.9	43.5	28.6	13.5	1.7	0.4	4.7
<0.01	Ю6	8092	1.3	8.1	8.3	2.4	8.1	3.3	17.2	59.2	23.7	13.7	1.0	0.2	6.3
>0.1	Ю7	10292	0.2	0.7	0.7	0.4	0.7	0.3	30.3	49.7	20.0	1.4	1.0	0.3	3.0
0.1-0.05	Ю7	10292	0.4	2.0	1.1	0.8	2.0	0.4	24.1	62.5	13.4	3.2	0.6	0.2	2.6
0.05-0.01	Ю7	10292	1.3	3.6	4.2	2.2	3.6	1.6	30.0	48.2	21.7	7.5	1.2	0.3	3.3
<0.01	Ю7	10292	1.5	3.5	3.5	2.6	3.5	1.4	34.7	47.2	18.1	7.5	1.0	0.4	2.4

Концентрация К возрастает от 1.06-1.74% в песчаной фракции до 1.32-2.86% в глинистой фракции. Содержание U также увеличивается от  $0.7-3.4 \cdot 10^{-4}\%$  в песчаной до  $3.5-8.9 \cdot 10^{-4}\%$  в глинистой фракции. То же самое справедливо и по отношению к Th, концентрация которого увеличивается от  $2.5-8.2 \cdot 10^{-4}\%$  в песчаной до  $6.1-10.2 \cdot 10^{-4}\%$  в глинистой фракции. Соответственно, общая радиоактивность растет от 4.57-9.42  $\mu\text{r}$  в песчаной до 8.98-16.87  $\mu\text{r}$  в глинистой фракции (см. табл. 3).

Следует обратить внимание на очень высокое содержание ЕРЭ и значений суммарной радиоактивности в песчаной и особенно в алевритовых гранулометрических фракциях, отобранных из пласта Ю<sub>6</sub>, вскрытого скважиной № 8092 (см. табл. 3). Этот феномен объясняется большим количеством обломков кварц-серицит-каолининовых сланцев, которые не удалось полностью дезинтегрировать до размеров глинистых частиц, входящих в их состав, о чем уже говорилось выше при харак-

теристике минерального состава различных гранулометрических фракций (см. табл. 1). Один из таких обломков, покрытый органической массой, в которой присутствуют урансодержащий циркон и обогащенный торием монацит, показан на рис. 5 г. Вполне возможно, что именно наличием подобных зерен циркона и монацита в рассматриваемых гранулометрических фракциях объясняется их повышенная радиоактивность.

Особо необходимо остановиться на радиоактивных свойствах гранулометрических фракций, выделенных из базального пласта Ю<sub>7</sub>. Рассматриваемые отложения характеризуются низким содержанием в них ЕРЭ и, соответственно, общей радиоактивности, чем они заметно отличаются от более молодых отложений (см. табл. 3). Низкие концентрации К, U и особенно Th в них, скорее всего, объясняются воздействием на эти отложения кислых слабоминерализованных гидротерм, которые интенсивно выщелачивали и растворяли неу-

стойчивые минералы и содержащиеся в них и на их поверхности ЕРЭ. В результате гидротермальной проработки рассматриваемых отложений (которой наиболее интенсивно подвергались самые проницаемые породы, имеющие преимущественно песчаный состав) возникла простая кварц-каолининовая ассоциация с небольшой примесью гидрослюда и альбита, характеризующаяся минимальными концентрациями ЕРЭ и, соответственно, общей радиоактивности (см. табл. 1, 3).

Рассматривая вклады отдельных ЕРЭ в общую радиоактивность различных гранулометрических фракций, входящих в состав тюменской свиты, следует отметить следующее. По мере перехода от песчаной фракции к глинистой, как правило, отмечается уменьшение вклада К в суммарную радиоактивность, напротив, вклад U растет (см. табл. 3). Поведение Th не так однозначно: его вклад в общую радиоактивность при переходе от песчаной фракции через алевритовые к глинистой может как уменьшаться, так и возрастать (см. табл. 3). Интересно, что в рассматриваемых отложениях вклады U и К наиболее чувствительны к содержанию той или иной фракции. Так, вклад U в суммарную радиоактивность изменяется от 16-35% в песчаной фракции до 28-59% в глинистой, а К соответственно — от 30-59% до 17-41% (см. табл. 3). Вклад Th варьирует в узких пределах от 19-34% в песчаной фракции и до 23-30% в глинистой, т.е. практически не изменяется при переходе от крупных к мелким гранулометрическим фракциям.

Сопоставление концентраций радиоактивных элементов с содержанием глинистых минералов (а не глинистой фракции), полученных на основе анализа результатов минералогического состава фракций (см. табл. 1), показало, что, за исключением уже неоднократно упоминавшихся фракций, выделенных из пласта Ю<sub>6</sub> (скважина № 8092), между этими параметрами отмечаются устойчивые положительные связи (рис. 11). Используя эти связи, можно оценить содержание отдельных радиоактивных элементов в «чистой» глине (100% глины) или, напротив, только в обломочной части рассматриваемых отложений (0% глин). Например, из полученных зависимостей следует, что в обломочной части пород пласта Ю<sub>7</sub>, представленной зернами преимущественно песчаной размерности (при условии содержания глин, равном 0%), концентрация К, U, Th и соответственно суммарная радиоактивность близки к нулю (см. рис. 11). Радиоактивные элементы связаны главным образом с глинистыми минералами. Так, если образец из рассматриваемого пласта был бы полностью сложен глинами (100% глин), то его суммарная радиоактив-

ность должна была быть близка к 8.0  $\mu\text{g}$ , концентрация К равна 1.6%, U — 3.9 ppm, Th — 5.2 ppm (см. рис. 11).

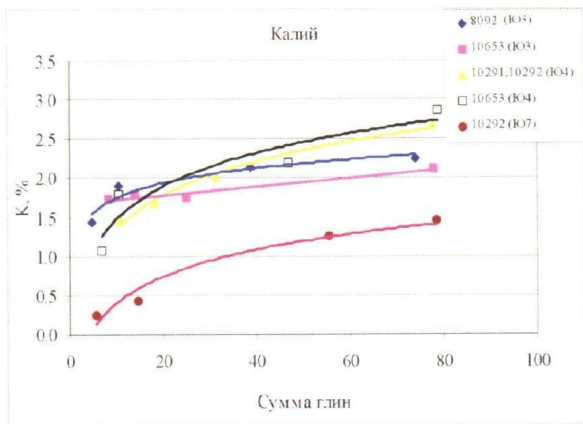
Самые надежные (высококоррелятивные) связи отмечаются между концентрациями К и Th, с одной стороны, и суммарным содержанием глин — с другой ( $R^2$  достигает 0.98-0.99). Напротив, самые слабые зависимости наблюдаются между концентрацией U и суммарным содержанием глин —  $R^2$  уменьшается до 0.28-0.58 (см. рис. 11).

Для каждого пласта и даже для одного и того же пласта, но вскрытого скважинами, расположенными в различных частях месторождения, существуют свои индивидуальные зависимости между содержанием глин и различных радиоактивных элементов и соответственно суммарной радиоактивностью, отличные от других (см. рис. 11).

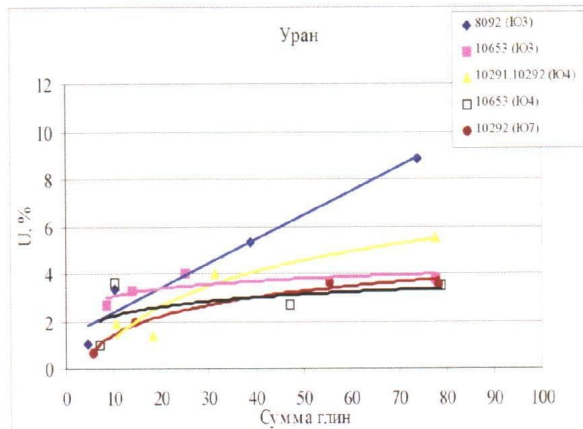
Действительно, для пласта Ю<sub>3</sub>, вскрытого скважиной № 10653, расположенной в юго-восточной части месторождения (см. рис. 1), отмечается чрезвычайно пологая зависимость концентрации К, U, Th и соответственно суммарной радиоактивности от содержания в нем глин. Напротив, для того же пласта, но вскрытого скважиной № 8092, расположенной в северной части месторождения (см. рис. 1), наблюдается самый интенсивный рост концентрации Th, U (в меньшей степени К) и суммарной радиоактивности в зависимости от содержания в рассматриваемом пласте глин (см. рис. 11). Таким образом, единая для всех продуктивных пластов зависимость между концентрациями ЕРЭ и суммарной радиоактивностью, с одной стороны, и содержанием в них глинистых минералов — с другой, отсутствует. Для каждого пласта и района существуют свои индивидуальные зависимости между содержанием глин и концентрацией ЕРЭ. Поэтому для использования данных скважинной гамма-спектрометрии при оценке содержания в осадках глинистых минералов необходимо получить индивидуальные связи между ЕРЭ и глинистостью для каждого пласта, причем в пределах определенной небольшой по размерам площади.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

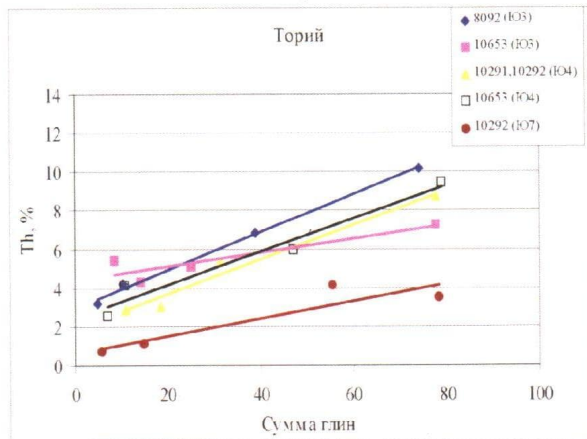
Наиболее очевидные результаты получены при анализе распределения К в различных гранулометрических фракциях, входящих в состав отложений тюменской свиты. Основными его концентраторами в обломочной части песчаной и алевритовой фракций являются полевые шпаты и лейсты слюд (мусковит, биотит), а также в некоторых интервалах в значительном количестве (до 20-25%) присутствуют обломки различных метаморфических сланцев с высоким содержанием



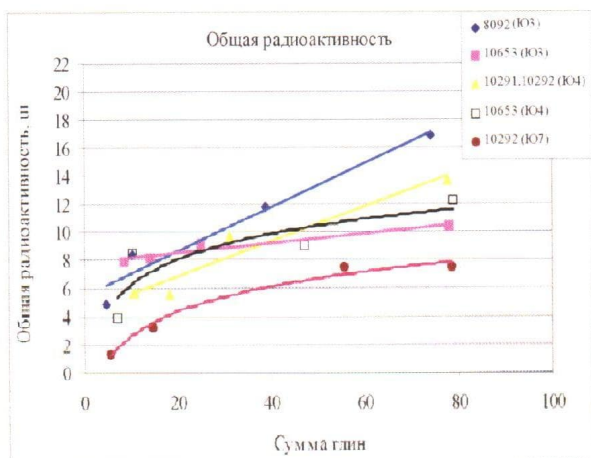
а



б



в



г

	№ скв.(пласт)	Уравнение кривой и R <sup>2</sup>
Общая радиоактивность	8092 (Ю3)	$y = 0.1573x + 5.431$ R <sup>2</sup> = 0.9537
	10653 (Ю3)	$y = 0.0337x + 7.8164$ R <sup>2</sup> = 0.9261
	10291, 10292 (Ю4)	$y = 0.1248x + 4.3361$ R <sup>2</sup> = 0.9304
	10653 (Ю4)	$y = 2.5915\ln(x) + 0.2722$ R <sup>2</sup> = 0.7586
	10292 (Ю7)	$y = 2.532\ln(x) - 3.2207$ R <sup>2</sup> = 0.9802
Калий	8092 (Ю3)	$y = 0.2737\ln(x) + 1.1187$ R <sup>2</sup> = 0.9166
	10653 (Ю3)	$y = 0.0055x + 1.6739$ R <sup>2</sup> = 0.951
	10291, 10292 (Ю4)	$y = 0.6242\ln(x) - 0.0895$ R <sup>2</sup> = 0.9847
	10653 (Ю4)	$y = 0.6116\ln(x) + 0.0639$ R <sup>2</sup> = 0.8911
	10292 (Ю7)	$y = 0.4877\ln(x) - 0.7191$ R <sup>2</sup> = 0.9645
Уран	8092 (Ю3)	$y = 0.1017x + 1.3803$ R <sup>2</sup> = 0.9527
	10653 (Ю3)	$y = 0.448\ln(x) + 2.0354$ R <sup>2</sup> = 0.5794
	10291, 10292 (Ю4)	$y = 2.0845\ln(x) - 3.6049$ R <sup>2</sup> = 0.8528
	10653 (Ю4)	$y = 0.5565\ln(x) + 0.9458$ R <sup>2</sup> = 0.2796
	10292 (Ю7)	$y = 1.1413\ln(x) - 1.1977$ R <sup>2</sup> = 0.9769
Торий	8092 (Ю3)	$y = 0.0989x + 2.9324$ R <sup>2</sup> = 0.9959
	10653 (Ю3)	$y = 0.0357x + 4.3908$ R <sup>2</sup> = 0.8098
	10291, 10292 (Ю4)	$y = 0.0901x + 1.8714$ R <sup>2</sup> = 0.9726
	10653 (Ю4)	$y = 0.0857x + 2.4491$ R <sup>2</sup> = 0.9558
	10292 (Ю7)	$y = 0.0454x + 0.6109$ R <sup>2</sup> = 0.8177

Рис. 11. Зависимость концентраций К (а), U (б), Th (в) и общей радиоактивности (г) от суммарного содержания глинистых минералов; тюменская свита, Ловинское месторождение

серицита (например, в пласте Ю<sub>6</sub>, вскрытом скважиной № 8092).

В составе глинистого цемента основная часть К связана с гидрослюдой и в меньшей степени с ССО (см. табл. 1). Поэтому изменения содержания К при переходе от грубозернистых (песчаных) к более тонким (алевритистым) и далее глинистым фракциям будет определяться степенью уменьшения доли обломочных зерен калиевых полевых шпатов и, напротив, ростом содержания в этом направлении гидрослюды (см. табл. 3).

Если содержание зерен калиевых полевых шпатов или обломков серицитовых сланцев в песчаной и алевритовых фракциях достаточно велико и их количество слабо уменьшается по мере перехода ко все более мелким фракциям, то рост содержания в составе глинистого цемента гидрослюды и ССО может практически не повлиять на суммарную концентрацию калия в осадке или возможно даже уменьшение его содержания в глинистой фракции по сравнению с алевритовыми и песчаной фракциями (см. табл. 3).

По мере перехода от песчаной к алевритовым и далее глинистой фракциям наблюдается постоянное увеличение концентрации калия, если в составе обломочной части пород калиевых полевых шпатов немного, а также невелико содержание обломков серицитовых сланцев и обломков слюд (см. табл. 1 и 3).

Поскольку при переходе от песчаной фракции через алевритовые к глинистой отмечается заметный рост суммарной радиоактивности (примерно в 2-3, реже в 5 раз), а концентрация калия увеличивается обычно в 1.2-1.8 раза, то вклад калия в общую радиоактивность в этом направлении значительно уменьшается (обычно от 40-60% до 24-37%). Поэтому при прочих равных условиях увеличение вклада К в суммарную радиоактивность породы свидетельствует о росте 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, а в виде собственных минералов встречается крайне редко, да и сами минеральные выделения урана, как было показано выше, имеют микроскопические размеры (см. рис. 10 в, г). И все же по сравнению с Th он находится в более концентрированном состоянии, поскольку при абсолютном содержании в рассматриваемых осадках в 1.5-2.0 раза меньшим, чем Th, его присутствие гораздо чаще фиксируется микрондомом, о чем уже говорилось выше.

Уран в рассматриваемых отложениях, по видимому, присутствует в следующих основных формах.

Во-первых, в виде изоморфной примеси в устойчивых акцессорных минералах, которыми в рассматриваемых осадках являются монацит и циркон. 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 водные растворы [1-8 и др.]. В виде образовавшихся комплексных соединений он переносится либо непосредственно водными потоками, либо теми же потоками, но в адсорбированном на поверхности тонкодисперсных минералов состоянии [3-5, 8]. Поскольку максимальной удельной поверхностью обладают глинистые минералы, то именно с ними связана основная часть переносимых в адсорбированном состоянии комплексных соединений урана [5]. 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 [3, 4, 8]. Вероятно, этим свойством соединений U можно отчасти объяснить слабую связь его концентраций с содержанием глинистых минералов (см. рис. 11). 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 [1, 3, 4, 6, 7]. Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о том, что U, встреченный в серосодержащих битумах, присутствует в ассоциации с кальцитом, гиббситом, кварцем, а также самородным золотом и серебром (см. рис. 10). В работе [6] 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. Действительно, результаты анализа вещественного состава рассматриваемых отложений показали, что в них отмечается очень низкое содержание карбонатных минералов и, в частности, кальцита (см. табл. 1), а в ассоциации с битумом почти всегда присутствуют многочисленные агрегаты мелкокристаллического кальцита (см. рис. 6 г, 10 б-г). Таким образом, третьей

формой, в виде которой U присутствует в рассматриваемых отложениях, является его ассоциация с битумоподобным серосодержащим органическим веществом.

Поскольку описываемые урансодержащие битумы откладываются в проницаемых литологических разностях, то они связаны лишь с песчано-алевритовыми фракциями, а не с глинистыми. Это еще одна из причин, обуславливающих низкую корреляционную связь между концентрацией U и содержанием глин в осадках.

Th, присутствующий в рассматриваемых отложениях, также встречается в нескольких различных видах.

Во-первых, как и U, он входит в состав устойчивых акцессорных минералов, представленных в рассматриваемых отложениях 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. 6).

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, полутонкими окислами и гидроокислами транспортируется водными потоками до момента их выпадения в осадок [1, 3-5, 8].

Результаты, полученные в настоящей работе, позволяют предположить, что Th может присутствовать в составе очень мелких обломков, устойчивых к выветриванию акцессорных минералов (в первую очередь монацита), который, как мы убедились, способен дезинтегрироваться до чрезвычайно мелких обломков, имеющих размеры в десятые доли мкм, а может быть, и еще меньше (см. рис. 9).

Таким образом, второй, 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 глинистых минералов (см. рис. 11).

По этой причине наиболее достоверную оценку содержания глинистых минералов, включая их прослойки, можно получить, используя концентрацию в породе именно Th.

Мелкие зерна монацита и в меньшей степени циркона, присутствующие в метаморфических породах (см. рис. 5 б, б а-в), могли образоваться в процессе метаморфизма исходных осадочных пород, обогащенных глинистыми минералами за счет рассеянных на их поверхности тонкодисперсных соединений Zr, Ce, La, Nd, Hf, Y, Ir, Sm,

Gd, U, Th и других редких элементов. В известном смысле при метаморфизме осадков происходит процесс обратный выветриванию, а именно концентрация рассеянных до этого момента перечисленных элементов в составе новообразованных (метаморфических) акцессорных минералов и в первую очередь в монаците, в меньшей степени — в цирконе.

Очень низкое содержание ЕРЭ в составе наиболее проницаемых базальных отложений тюменской свиты (пласт Ю<sub>7</sub>), наличие сульфидов в рассматриваемых отложениях и урано-органических ассоциаций можно объяснить следующим образом.

Локальное поднятие, с которым связано Ловинское месторождение, сформировалось вследствие внедрения в фундамент магматического тела, которое условно можно назвать батолитом. Вследствие его движения вверх над ним в фундаменте и подошвенной части осадочного чехла сформировалась обширная зона тектонических напряжений, приведшая к образованию системы субвертикальных трещин. По ним в фундамент и осадочный чехол проникали отделявшиеся от батолита высокотемпературные флюиды, состоявшие, вероятно, главным образом из воды, углекислого газа с примесью других кислых газов, а также метана и его ближайших гомологов [9, 10].

Поскольку первыми на пути гидротермальных флюидов лежат самые высокопроницаемые базальные отложения пласта Ю<sub>7</sub>, то они разгрузались в них, и именно эти осадки подвергались наиболее интенсивным изменениям, выразившимся в выщелачивании и растворении неустойчивых минералов и соединений, в результате чего сформировалась минеральная ассоциация, состоящая главным образом из кварца, каолинита и гидрослюда (см. табл. 1). Из базальных отложений кислыми гидротермами выносился K и особенно интенсивно — Th. U активно выщелачивался лишь из наиболее проницаемых осадков, сложенных песчано-алевритовыми обломками (см. табл. 3).

По мере продвижения вверх гидротермальные флюиды охлаждались. Проникновение гидротерм в верхние проницаемые пласты (Ю<sub>2</sub>-Ю<sub>6</sub>) приводило к снижению давления в них, а их смешение с пластовыми водами, присутствующими в этих пластах, вызывало реакции между ними и дальнейшее понижение температуры, что, в свою очередь, приводило к формированию вторичных (гидротермальных) минеральных ассоциаций, наиболее контрастными из которых являются разнообразные сульфидные минералы, самородные металлы и окислы U, о которых говорилось выше.

Интенсивное тепловое воздействие на осадочные отложения тюменской свиты, происшедшее вследствие проникновения гипогенных флюидов, вызывало энергичную генерацию углеводородов из рассеянного в осадках керогена, а также присутствующих в составе свиты маломощных пластов угля [9, 11]. Образовавшиеся углеводороды вместе с 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, газ). С выделяющимися из гидротерм метаморфизованными битумами связаны урано-карбонатные ассоциации (см. рис. 10 в, г), которые детально описаны в монографии [6].

Интересно, что с битумами, выделившимися из гидротермального флюида, связано образование также циркона и монацита, обогащенных U и Th соответственно (см. рис. 5 г), а также многочисленных зерен монацита (см. рис. 6 г). Если образование эпигенетического циркона давно установлено и не вызывает сомнений (отмечаются также многочисленные признаки регенерации его зерен в осадках, о чем говорилось выше, см. рис. 4 д, 5 а, б), то упоминания о эпигенетическом монаците нам не известны. Возможно, нам впервые удалось обнаружить эпигенетические (гидротермальные) зерна монацита, образовавшиеся из водно-углеводородных флюидов.

Минеральные компоненты и элементы, необходимые для образования эпигенетических гидротермальных ассоциаций, включая K, U и Th, были извлечены перегретыми флюидами, отделившимися в первую очередь из наиболее проницаемых базальных отложений (пласт Ю<sub>7</sub>).

## ВЫВОДЫ

1. Концентрация K в отложениях тюменской свиты Ловинского месторождения определяется содержанием в обломочной части зерен калиевых полевых шпатов, различных метаморфических сланцев, в состав которых входит серицит, лейст слюд, а в глинистом цементе — содержанием гидрослюд и в меньшей степени ССО.

2. С ростом содержания глинистого материала в осадках отмечается увеличение концентрации в них K, однако его вклад в суммарную радиоактивность падает, поэтому породы с невысокой концентрацией K, но высоким его вкладом в суммарную радиоактивность являются наиболее проницаемыми песчано-алевритовыми отложениями.

3. Среди акцессорных минералов главными концентраторами U и Th являются циркон и монацит, которые присутствуют в осадках как

в виде самостоятельных обломков, так в виде включений в более крупных обломочных зернах минералов и пород.

4. Обломочные зерна циркона заметно крупнее зерен монацита. Размеры первого обычно соответствуют алевритовой (основная их часть), а также крупной и средней глинистым фракциям. Обломочные зерна монацита в подавляющем большинстве случаев имеют размеры, совпадающие с мелкой и средней, реже крупной глинистой фракцией. Поэтому обломочные зерна циркона преимущественно накапливаются в алевритовых, а также крупной и средней глинистой фракциях, а монацит практически исключительно в глинистых фракциях, причем в основном в средней и мелкой.

5. Получены доказательства существования чрезвычайно мелких обломков монацита (десятые доли мкм), которые находятся в адсорбированном состоянии на глинистых частицах.

6. 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.

7. Хромиты встречены только в составе базального пласта Ю<sub>7</sub>, поэтому по факту их присутствия в осадках можно проводить идентификацию и корреляцию этого пласта в пределах месторождения.

8. Наряду с рассеянными формами соединений U и Th, связанными с глинистыми минералами, для U характерно присутствие в виде микроскопических выделений в форме самостоятельных минералов, генетически связанных с углеводородно-карбонатными гидротермальными флюидами. Вероятно, из похожих флюидов образовались циркон и монацит, обогащенные U и Th, которые ассоциируют с битумами, содержащими серу (тиокериты?).

9. Для определения содержания глинистых минералов в тюменских отложениях можно использовать величину их суммарной радиоактивности, однако наиболее точные данные получаются на основе связи суммарной глинистости, с одной стороны, и концентрации в отложениях Th и K — с другой.

10. Не существует единой для всех пластов рассматриваемого месторождения связи между содержанием в них глини и концентрацией ЕРЭ, а также суммарной радиоактивностью. Поэтому для достоверного количественного определения содержания глини в отложениях тюменской свиты необходимо получить обсуждаемые зависимости для каждого продуктивного пласта, причем в пре-

делах ограниченных площадей, размеры которых определяются главным образом источниками и направлением поступления исходного терригенного осадочного материала.

11. Получены свидетельства возможного участия в перераспределении ЕРЭ в рассматриваемых отложениях гидротермальных флюидов, в состав которых входили углеводороды. Перераспределение ЕРЭ под действием гидротермальных флюидов нарушило существовавшие

до этого момента первоначальные связи между содержанием в осадках тюменской свиты глинистых минералов, с одной стороны, и концентрацией в них ЕРЭ — с другой.

12. Присутствующие в составе проницаемых разновидностей отложений тюменской свиты сульфиды и самородные металлы, скорее всего, отложились из гидротермальных флюидов на заключительной стадии их взаимодействия с рассматриваемыми отложениями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1989. 254 с.
2. Фертл В.Х. Спектрометрия естественного гамма-излучения в скважинах // Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. 1983. № 3. С. 23-29; № 4. С. 23-29; № 5. С. 47-50; № 6. С. 24-32; № 8. С. 22-28; № 10. С. 22-28.
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. Основные черты геохимии урана / Под ред. акад. Виноградова. М.: АН СССР, 1963. 352 с.
5. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 232 с.
6. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.
7. 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.
8. Ковалев В.А. Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171-1173.
9. 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.
10. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
11. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Пятая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2002. Т. I. С. 323-332.