

УДК 552.18:552.55(571.6)

МИНЕРАЛЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ ТРИАСА СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 2016 г. Ю. Г. Волохин, А. А. Карабцов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159

E-mail: yvolokhin@mail.ru, karabzov@fegi.ru

Поступила в редакцию 11.02.2015 г.

В углеродистых кремнистых породах триаса Сихотэ-Алиня установлено более 60 минералов, принадлежащих классам самородных элементов, интерметаллических соединений, галоидов, сульфидов, сульфатов, арсенидов, оксидов и гидроксидов, силикатов, боросиликатов, вольфрамов, фосфатов и редкоземельных фосфатов. Аллотигенные и аутигенные минералы в углеродистых силицитах формировались длительно и многостадийно. Судя по морфологии, химическому составу и характеру локализации минералов, КППШ, иллит, каолинит, метагаллуазит, монацит, ксенотим, циркон, рутил или его полиморфы представляют собой продукты разрушения сиалических пород континентальной коры. Среди аутигенных сульфидов преобладает диагенетический пирит (мелкокристаллический, микроглобулярный, фрамбоидальный, а также замещающий биогенные кремневые и карбонатные фрагменты), образовавшийся до отложения кремнистого цемента и литификации кремнистых пород. Большинство других сульфидов (сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, аргентит, пентландит, антимонит, ульманит, бравоит), арсениды и сульфоарсениды (арсенопирит, никелин, скуттерудит, кобальтин, глаукодит, герсдорфит), вольфраматы (шеелит и вольфрамит), интерметаллиды (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , $CuSn$, Cu_4Sn , Cu_8Sn , Cu_4Zn_2Ni , Ni_2Cu_2Zn , Ni_4Cd) и самородные элементы (Au, Pd, Ag, Cu, Fe, W, Ni, Se) кристаллизовались позднее, на стадии катагенеза, после литификации и дробления кремнистых слоев, за счет металлов, содержащихся в легкоподвижных фракциях битумоидов. Гипергенное минералообразование проявилось преимущественно в окислении сульфидов и замещении диагенетического пирита ярозитом и гидроксидами железа.

DOI: 10.7868/S0024497X16050049

Осадочные породы с повышенным содержанием органического углерода (C_{org}) могут служить источниками углеводородов нефтяных и газовых месторождений и накопителями редких и благородных металлов, имеющих практическое значение. Повышенные содержания металлов в углеродистых толщах связываются с их сорбцией органическим веществом (ОВ) в процессах седиментогенеза или диагенеза (ресурсная функция черных сланцев), или более поздним накоплением на геохимических барьерах, создаваемых ОВ на пути фильтрации металлоносных растворов (барьерная функция черных сланцев) [Ковалев, Мичурин, 2005; Лаверов и др., 2000; Немеров и др., 2005; Юдович, Кетрис, 1988, 1994; Юдович, 2009].

В Сихотэ-Алинской области триасовые углеродистые силициты (фтаниты и глинистые фтаниты) впервые описаны в бассейне р. Бол. Уссурка (устье р. Дальней), [Волохин, 1980; Михайлов, Волохин, 1980]. Последующими стратиграфическими работами [Волохин и др., 1989, 1990, 2003; Филиппов и др., 2001] было установлено их широкое региональное распространение в отложениях триасовой кремневой формации (рис. 1).

В углеродистых силицитах были выявлены аномально высокие концентрации ряда редких и благородных металлов [Волохин, 1985, 1988, 2013; Волохин, Иванов, 2007]. Минеральные формы нахождения химических элементов в осадочных породах, состав минералов-концентраторов и характер их локализации содержат генетическую информацию, способствующую расшифровке как геохимических корреляционных связей, так и факторов, стадий и условий накопления металлов. Основные компоненты углеродистых силицитов – кварц и халцедон скелетных остатков радиолярий и спикул губок, а также кремнистый цемент пород не содержат рудных элементов и являются разбавителем их концентраций. Фактически, геохимическая специфика углеродистых силицитов определяется минеральной примесью, представленной, главным образом, мелкоалевритовой обломочной фракцией, глинистыми минералами, аутигенными сульфидами и органическим веществом. Данная статья посвящена изучению тонкодисперсных минералов в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня.

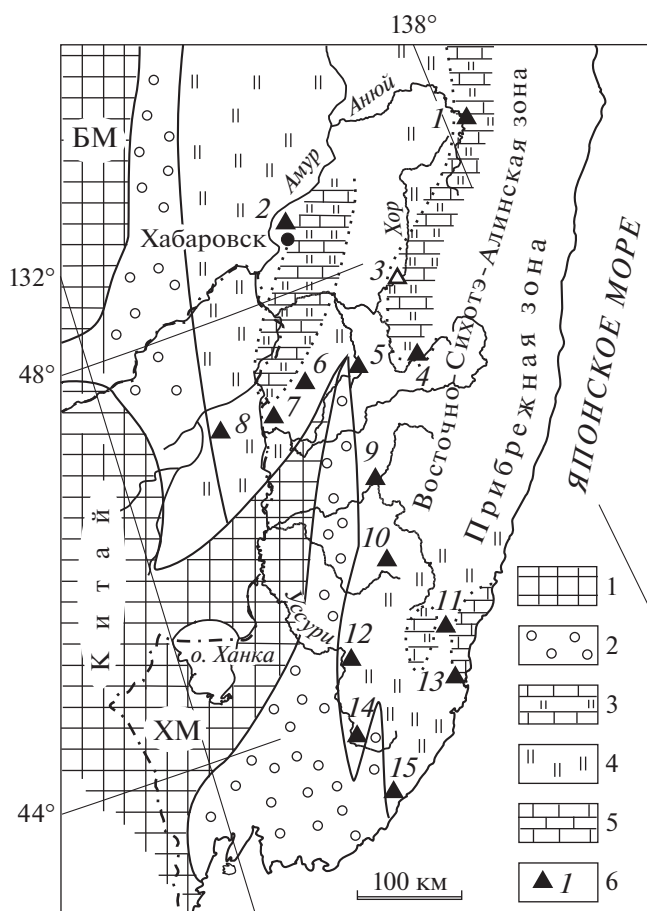


Рис. 1. Схема распространения фаций триаса Сихотэ-Алиня.

1 – площади размыва и развития каолиновых кор выветривания на кристаллических массивах: БМ – Буреинский, ХМ – Ханкайский массивы; 2 – терригенные шельфовые отложения триаса краевых прогибов; 3–5 – фации триасовой кремневой формации: 3 – карбонатно-кремневая, 4 – кремневая, 5 – известняковая рифовая; 6 – выходы “фтанитовой пачки”: 1 – р. Ануй, 2 – г. Хабаровск, 3 – р. Хор, 4 – р. Катэн, 5 – р. Магай, 6 – р. Бол. Улитка, 7 – г. Бикин, 8 – с. Шичанг (КНР), 9 – р. Дальняя, 10 – р. Горная. 11 – г. Дальнегорск, 12 – р. Огородная, 13 – руч. Широкая Падь, 14 – с. Нижняя Бресевка, 15 – р. Корейская.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Диагностика пород производилась путем просмотра прозрачных шлифов, а также по данным их химического анализа [Волохин, 2013]. Глинистая примесь в силицитах изучалась с применением рентгено-дифрактометрического и электронно-микроскопического методов [Волохин, 1980, 1985, 2013]. Состав РОВ триасовых силицитов исследовался ранее с помощью битуминологического анализа по методике [Корчагина и Четверикова, 1976], УФ- и ИК-спектроскопии, а также атомно-абсорбционного и спектрального определения химических элементов во фракциях РОВ, выделенных методами битуминологиче-

ского анализа [Volokhin et al., 2005; Волохин, Иванов, 2007]. Тонкодисперсные минералы в углеродистых силицитах определялись с помощью электронно-зондового микроанализа минеральных фаз в аншлифах (более 2000 энергодисперсионных спектров по 35 аншлифам). Анализы минералов в аншлифах выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами (JEOL Ltd., Япония) и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight (OXFORD Instruments, Англия). Напыление образцов углеродное. При сравнительно небольших размерах рудных минералов-аксессуаров в силицитах, этим методом определялись также и химические элементы (Si, Al и др.), входящие в кварц-силикатную матрицу породы, которые при расчете химической формулы анализируемого минерала по возможности исключены.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРИАСОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТОВ

В реконструированном разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня силициты с повышенным содержанием органического углерода (фтаныты и глинистые фтаныты) концентрируются вблизи подошвы формации, где образуют пачку (4–20 м) названную “фтанитовой” [Волохин и др., 2003]. Эта пачка залегает на зеленовато-серых глинистых кремнях и кремневых аргиллитах и перекрывается толщей плитчатых кремней. Она характеризуется примерно равным соотношением силицитов и глинистых силицитов. Нижняя и верхняя границы “фтанитовой пачки” диахронны. Возраст пачки варьирует от позднеолленекско-среднеанизийского – в разрезах г. Дальнегорска и г. Хабаровска (конодонтовые зоны *Neospathodus homeri*–*N. kockeli*) – до средне-позднеанизийского (зона *N. kockeli* и низы зоны *Paragondolella excelsa*) в большинстве остальных разрезов [Бурий, 1989; Волохин и др., 1989, 1990, 2003].

Пачка сложена переслаивающимися светло-серыми и зеленовато-серыми низкоуглеродистыми и черными углеродистыми кремнями и глинистыми кремнями. Слои углеродистых силицитов составляют от 15 до 30%, а местами до 50% объема пачки.

Углеродистые силициты представляют собой преимущественно радиоляриевые и спиккулово-радиоляриевые кремни и глинистые кремни с варьирующим содержанием аутигенного кремнезема микрофоссилий и кварцевого цемента породы, глинистой и мелкообломочной алевритовой примеси, аутигенных сульфидов (преимущественно пирита) и рассеянного органического вещества (РОВ). Содержание $C_{орг}$ в породах варьирует от 0.3 до 8.5%, составляя в среднем 1.06–

1.09% во фтанитах, и 2.26–2.29% в глинистых фтанитах [Волохин, 1985, 2013]. Максимальное его содержание в породах “фтанитовой пачки” различных разрезов составляет: с. Воронеж-2 (окраина г. Хабаровска у пионерлагеря) – 5.57%, правобережье р. Уссури вблизи устья р. Огородная – 6.35%, устье р. Дальняя – 6.04%, ключ Больничный (г. Дальнегорск) – 7.4%, р. Корейская – 8.54%. Оцениваемое по $C_{\text{орг}}$ количество РОВ в породах пачки может достигать 12 мас.% [Волохин, Иванов, 2007]. Породы пачки почти не содержат карбонатного углерода ($C_{\text{карб}} < 0.05\%$). Содержание серы в них варьирует от 0.004 до 0.7%, (среднее 0.14%, в разрезе р. Огородной), при этом преобладает сульфидная форма (~83% от общей серы).

Основные коллекторские свойства триасовых пород обусловлены трещиноватостью, предопределенной хрупкостью слоев кремней и фтанитов. В этих слоях развита сеть тонких (0.1–0.5 мм, редко до 2 мм) трещин, обычно не прослеживающихся в смежных более глинистых слоях кремнистых аржиллитов. Пористость пород достигает 7–10%. Большинство пор и трещин (80–90%) заполнено мелким детритом кварца, глинистым и углеродистым веществом, а также минералами железа (гетитом и гидрогетитом) [Волохин, 2013].

СОСТАВ РОВ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ

Органическое вещество пород метаморфизовано в различной степени. В зонах ороговикования, вблизи интрузий меловых гранитоидов – это тонкодисперсный графит [Казаченко, Сапин, 1990]. Но в большинстве изученных разрезов “фтанитовой пачки”, вне зон контактового метаморфизма, углеродистое вещество представлено рентгеноаморфным керогеном и битумоидами [Волохин, Иванов, 2007]. Количество нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых силицитах составляет 0.0п–0.п%, а в составе РОВ – 1.2–6.3% (редко до 27%), что, по-видимому, является их заниженной оценкой. Содержание гуминовой фракции в породах варьирует от 0% до 0.28% [Волохин, Иванов, 2007]. Количество хлороформенных битумоидов (ХБА) в углеродистых силицитах варьирует от 0.015 до 0.044%, что соответствует нефтематеринским породам со средним содержанием битумоидов [Вассоевич, 1973]. В групповом составе ХБА преобладают петролейно-эфирная фракция (масла и смолы) и спиртовая фракция (асфальтогеновые кислоты). По данным УФ- и ИК-спектрометрии гуминовые вещества углеродистых силицитов характеризуются низкой степенью окисленности, содержат хиноны, метильные, метиленовые, эфирные группировки и органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы и т.п.). Изотопный состав углерода углеродистых силицитов колеблется в узком диапазоне – от –30.2‰ до –27.3‰ PDB [Volkhin et al.,

2005; Волохин, Иванов, 2007]. Фракционный и изотопный составы органического вещества свидетельствуют в пользу морской сапропелевой природы органического вещества углеродистых силицитов. В большинстве триасовых разрезов Сихотэ-Алиня породы “фтанитовой пачки” претерпели катагенетические преобразования на стадии не выше середины мезокатагенеза [Волохин, Иванов, 2007].

ОБЛОМОЧНЫЕ И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ ФТАНИТОВОЙ ПАЧКИ

Аллоитогенная обломочная примесь. Алевритовая обломочная фракция в углеродистых силицитах представлена в основном кварцем и кислыми полевыми шпатами. В углеродистых силицитах наблюдаются следы микроэрозии нелитифицированного кремнистого ила, концентрирование в отдельных слоях устойчивых минералов тяжелой фракции (монацит, рутил или его полиморфные модификации и циркон) (рис. 2в). Присутствуют фрагменты (до 0.5 мм, редко крупнее) размывавшихся подстилающих пород: кремней, фтанитов, алевроаржиллитов, а также хлоритизированных базальтоидов (см. рис. 2г).

В верхнеоленинских, средне- и верхнеанизийских углеродистых силицитах разрезов по р. Рудной (г. Дальнегорск), р. Корейской и правобережья р. Уссури (р. Огородная) в глинисто-кремнистых прослоях (1–3 мм) установлен калиевый полевой шпат (КПШ), нередко в сростках с хлоритом и гидрогетитом (см. рис. 2). Кроме того, встречается альбит (табл. 1, обр. Ог-43). Количество зерен КПШ обычно возрастает от кремнистой средней части слоев к их глинистым краям. Встречаются крупные зерна КПШ (разрез по р. Рудной) овальной формы, вероятно первично окатанные, но позднее в катагенезе корродированные на контактах с кварцевым цементом породы (см. рис. 2а). По химическому составу КПШ отличается невысокими содержаниями Na (0.3–0.6 ат. %) и почти полным отсутствием кальция (см. табл. 1). Такой состав КПШ может быть обусловлен как специфическим характером его источников (например, гранитные пегматиты), так и выносом кальция при выветривании или в процессах диагенеза и катагенеза. Зерна средних и основных плагиоклазов не установлены. Источником обломочных компонентов, вероятно, были кислые и щелочные магматические и метаморфические породы сиалического фундамента сопредельной суши, а также, в меньшей степени, ранее накопленные осадки и базальтоидные постройки в самом бассейне.

Состав глинистой фракции. В глинистой фракции углеродистых силицитов фтанитовой пачки преобладает иллит. Присутствуют хлорит, каолинит и метагаллуазит, а местами незначительная примесь смектита (табл. 2). Содержание

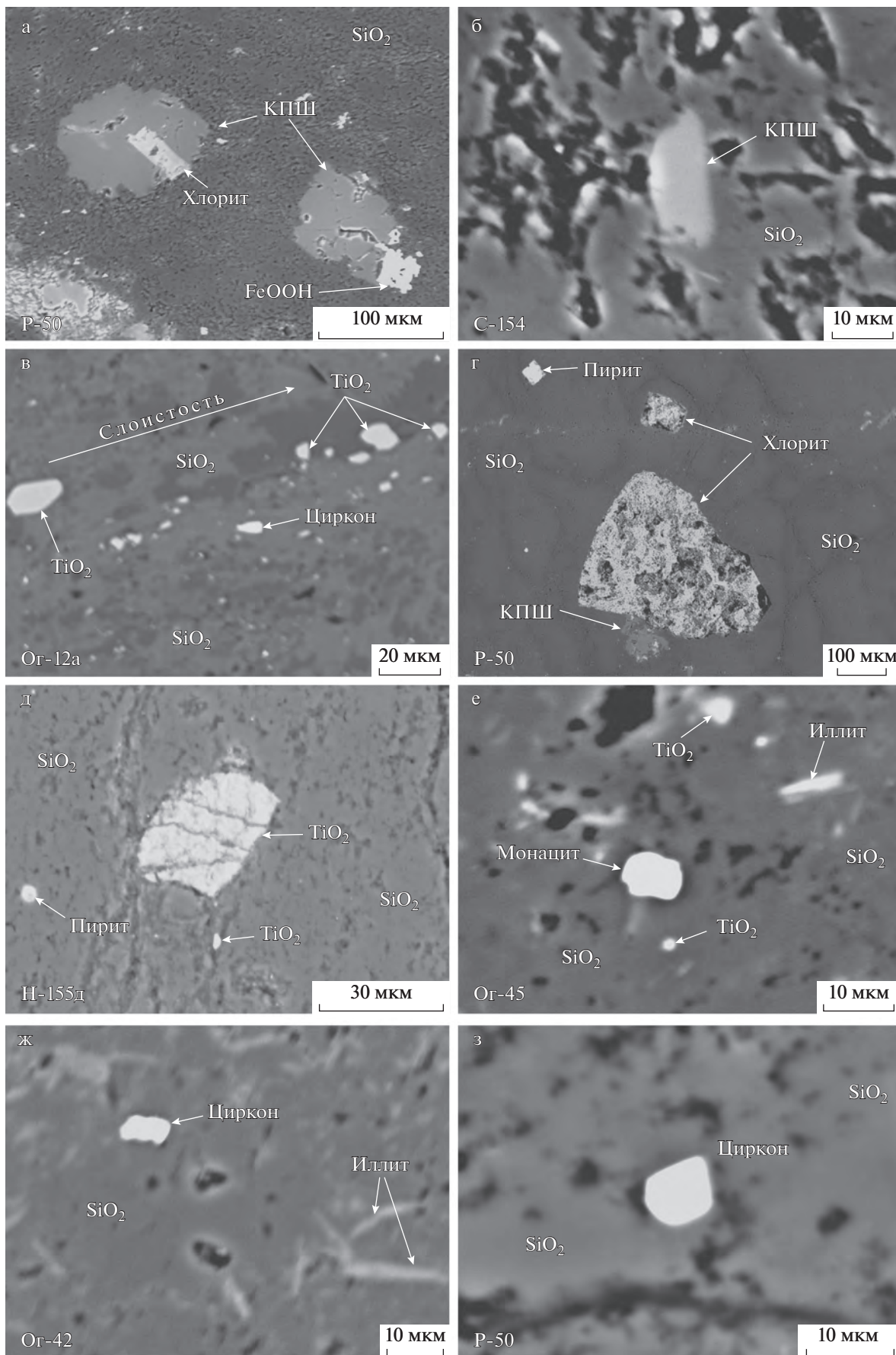


Рис. 2. Обломочные и глинистые минералы в ниже-среднетриасовых породах Сихотэ-Алиня.

а, б – калиевый полевой шпат в кварцевом цементе фтанитов (аншлиф Р-50, р. Рудная, $T_{10L_2-T_{2a_1}}$) и глинистых фтанитов (аншлиф С-154, р. Корейская, T_{2a_3}); в – рутил (брукит?) и циркон (аншлиф Ог-12а, р. Уссури, устье р. Огородной, T_{2a_2}); г – обломки хлоритизированных базальтоидов во фтаните (аншлиф Р-50, р. Рудная); д, е – рутил и монацит в кварцевом цементе фтанитов (аншлифы Н-155д, Ог-45, р. Огородная, T_{2a_2}); ж, з – циркон в кварцевом цементе глинистых фтанитов (аншлиф Ог-42, р. Огородная, T_{2a_2}) и радиоляриевых фтанитов (аншлиф Р-50, р. Рудная, $T_{10L_2-T_{2a_1}}$).

Таблица 1. Химический состав полевых шпатов из углеродистых кремней триаса Сихотэ-Алиня

Образец	%	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Ba	Сумма
Ог-42	Вес.	44.01	–	–	9.77	30.85	14.38	–	–	–	–	–	99.0
13_8_25	Ат.	60.07	–	–	7.91	23.99	8.03	–	–	–	–	–	
Ог-43	Вес.	45.28	6.61	0.35	9.8	30.59	1.53	0.51	0.59	0.63	–	–	96.29
8_8_39	Ат.	60.61	6.16	0.31	7.78	23.32	1.06	0.27	0.26	0.24	–	–	
Р-50	Вес.	45.9	0.42	–	9.93	30.09	13.18	–	–	–	–	–	99.52
3_7_4	Ат.	61.52	0.40	–	7.89	22.97	7.22	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	46.93	0.46	–	10.02	31.04	13.43	–	–	–	–	–	101.87
3_7_7	Ат.	61.45	0.42	–	7.78	23.15	7.19	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	45.38	–	–	9.98	30.94	13.99	–	–	0.31	0.54	–	100.44
3_7_15	Ат.	60.93	–	–	7.94	23.13	7.69	–	–	0.12	0.18	–	
Р-50	Вес.	43.73	0.32	–	9.77	29.98	13.17	–	–	–	–	–	96.97
3_7_20	Ат.	60.56	0.31	–	8.02	23.65	7.46	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	44.59	0.4	–	9.8	29.93	13.18	–	–	–	–	–	97.91
3_7_25	Ат.	60.98	0.38	–	7.95	23.32	7.38	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	43.23	0.37	–	9.44	29.87	12.81	–	–	–	–	1.02	96.75
4_7_13	Ат.	60.49	0.36	–	7.84	23.81	7.33	–	–	–	–	0.17	
Р-50	Вес.	45.18	0.49	–	9.98	30.00	13.02	–	–	–	–	–	98.68
4_7_38	Ат.	61.17	0.46	–	8.02	23.14	7.21	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	44.27	–	–	9.64	30.02	14.2	–	–	–	–	–	98.13
11_7_3	Ат.	60.73	–	–	7.84	23.46	7.97	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	44.50	0.29	–	9.66	29.55	13.27	–	–	–	–	–	97.27
11_7_12	Ат.	61.22	0.28	–	7.88	23.16	7.47	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	45.56	0.49	–	9.51	28.92	11.96	–	–	–	–	–	96.43
17_7_12	Ат.	62.49	0.47	–	7.73	22.6	6.71	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	44.97	0.48	–	9.62	29.63	12.98	–	–	–	–	–	97.68
18_7_14	Ат.	61.43	0.46	–	7.79	23.06	7.26	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	44.99	0.40	–	9.62	29.63	12.7	–	–	–	–	–	97.35
18_7_26	Ат.	61.59	0.38	–	7.81	23.11	7.11	–	–	–	–	–	
Р-50	Вес.	43.18	0.55	–	9.77	28.65	11.94	–	–	–	–	1.76	95.86
18_7_29	Ат.	61.02	0.54	–	8.19	23.06	6.90	–	–	–	–	0.29	
Р-50	Вес.	43.68	0.40	–	9.57	29.34	13.11	0.09	–	–	–	–	96.19
18_7_39	Ат.	60.88	0.39	–	7.91	23.29	7.47	0.05	–	–	–	–	

Примечание. Аншлифы Ог-42, Ог-43 – правобережье р. Уссури у устья р. Огородной (средний анизий), Р-50 – р. Рудная у юго-восточной окраины г. Дальнегорск (верхний оленек-средний анизий). Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Таблица 2. Состав глинистой фракции в породах “фтанитовой пачки” триасовой кремневой формации

Образец	Порода	Фракция	См	Х-См	Х	И	К + Мг
р. Амур выше с. Воронеж-2 ($T_1O_2-T_2a_2$), фракция <1 мкм							
Х-28	ГК	<1 мкм	—	—	10	90	—
Х-29	ГФ	<1 мкм	—	—	—	100	—
Х-30	ГК	<1 мкм	—	—	8	92	—
р. Уссури вблизи устья р. Огородной (T_2a_2), фракция <1 мкм							
Н-152	ГК	<1 мкм	—	—	—	100	—
Н-153	ГФ	<1 мкм	—	—	—	100	—
Н-154	ГК	<1 мкм	—	—	—	100	—
Н-155	Ф	<1 мкм	—	—	—	100	—
р. Уссури вблизи устья р. Огородной (T_2a_2), фракция <2 мкм							
Н-620	ГК	<2 мкм	—	—	—	92	8
Н-621a	ГК	<2 мкм	—	1	—	94	5
Н-621б	КА	<2 мкм	—	3	—	91	6
Н-622	Ф	<2 мкм	—	Сл.	—	100	—
Ог-15	ГФ	<2 мкм	—	—	—	96	4
р. Рудная, район г. Дальнегорска ($T_1O_2-T_2a_2$), фракция <2 мкм							
Р-171	ГК	<2 мкм	—	—	15	85	—
Р-101	К	<2 мкм	—	—	32	68	—
Р-104	ГФ	<2 мкм	—	—	11	89	—
Р-237	К	<2 мкм	—	—	19	89	—
Р-238	Ф	<2 мкм	3	—	—	97	—
Р-176	К	<2 мкм	—	—	22	78	—
руч. Холодный, лев. приток р. Корейской (T_2a_3)							
С-154	ГФ	<2 мкм	Сл.	—	16	84	—

Примечание. К – кремь, ГК – глинистый кремь, Ф – фтанит, ГФ – глинистый фтанит, КА – кремнистый аргиллит. См – смектит, Х-См – хлорит-смектит, Х – хлорит, И – иллит, К – каолинит, МГ – метagalлуазит. Количественные соотношения глинистых минералов во фракции <1 мкм рассчитывались по методу [Куцыкович, Дьяконов, 1971]; во фракции <2 мкм – по методу [Biscaie, 1965]. Сл. – следы минерала. Прочерк – содержание минерала ниже предела обнаружения.

иллита во фракции (<1 мкм) глинистых фтанитов “фтанитовой пачки” иногда достигает 100%. В опоквидных светло-серых глинистых кремнях, переслаивающихся с фтанитами и глинистыми фтанитами, иллит также является преобладающим глинистым минералом. Доминирует диоктаэдрический иллит ($b = 9.02-9.04 \text{ \AA}$) политипа $2M_1$, при незначительном содержании иллита политипа $1M$. Максимальные значения параметра “ b ” ($9.04-9.05 \text{ \AA}$) отмечены для иллитов из глинистых кремней, непосредственно подстилающих “фтанитовую пачку”. Химический и минеральный составы иллитов свидетельствуют о преобладании мусковитовой компоненты (табл. 3). Максимальное количество хлорита в глинистой фракции установлено в породах “фтанитовой пачки” в разрезе по р. Рудной (район г. Дальнегорска) [Волохин и др., 2003]. Хлорит встречается в виде таблитчатых вrostках в зернах КПШ, представляющих продукт замещения биотита (см. рис. 2а), а также замещающий вулканические стекла пирокластик или вулканокластик (см. рис. 2г), или заполняющий трещины и поры в породах. По со-

ставу хлориты являются более магниезальными и менее железистыми ($MgO/FeO = 0.43-0.46$) в оленекской части разреза кремневой толщи по р. Рудной и более железистыми ($MgO/FeO = 0.21-0.27$) в его норийско-рэтской части [Тучкова и др., 2004]. Состав и морфология глинистых частиц свидетельствуют о преимущественно терригенном обломочном происхождении иллита, каолинита, галлуазита и части хлорита, которые, вероятно, поступали в бассейн седиментации при размыве континентальных кор выветривания [Волохин, 1980, 1985]. Источником части хлорита могли быть верхнепермские вулканические постройки, присутствующие в регионе. Частично он мог формироваться при изменении основных вулканических стекол в диагенезе и катагенезе.

МИНЕРАЛЫ-АКЦЕССОРИИ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ “ФТАНИТОВОЙ ПАЧКИ”

В результате электронно-микроскопического и микронзондового исследования выявлено более

Таблица 3. Химический состав иллитов из среднетриасовых углеродистых глинистых кремней по данным микрондового анализа

Образец	Спектр	%	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ti	Fe	Σ	Химическая формула и минеральный состав иллитов
Ог-45	Сп. 25	Вес.	45.42	0.31	0.80	15.72	23.82	7.59	—	0.86	94.51	$(K_{0.82}Na_{0.06})(Mg_{0.14}Fe_{0.07})_{0.21}Al_{2.05}[(Al_{0.41}Si_{3.59})O_{10}](OH)_2$
		Ат.	62.72	0.30	0.73	12.87	18.74	4.29	—	0.34		Mus. 84.0%, Par. 6.8%, Phlog. 6.1%, Annite 3.1%
Ог-58	Сп. 8	Вес.	50.03	0.45	0.63	14.68	26.57	7.25	—	0.68	100.03	$(K_{0.72}Na_{0.08})Al_{1.80}(Mg_{0.10}Fe_{0.05})[(Al_{0.33}Si_{3.67})O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$
		Ат.	65.83	0.41	0.51	10.8	18.6	3.63	—	0.24		Mus. 81.3%, Par. 9.6%, Phlog. 6.2%, Annite 2.9%
	Сп. 9	Вес.	48.13	0.25	1.01	13.03	26.78	6.82	—	0.70	96.72	$(K_{0.70}Na_{0.05})Al_{1.80}(Mg_{0.17}Fe_{0.05})[(Al_{0.16}Si_{3.84})O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$
		Ат.	65.77	0.23	0.85	9.93	19.43	3.54	—	0.25		Mus. 81.8%, Par. 6.1%, Phlog. 9.3%, Annite 2.8%
	Сп. 3	Вес.	48.54	—	1.16	12.05	27.81	6.15	0.31	1.48	97.49	$K_{0.62}Al_{1.70}(Mg_{0.19}Fe_{0.10}Ti_{0.03})[(Al_{0.08}Si_{3.92})O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$
		Ат.	66.18	—	0.97	9.08	19.96	3.16	0.13	0.53		Mus. 81.4%, Phlog. 11.5%, Annite 7.1%
Ог-63	Сп. 7	Вес.	49.63	—	1.00	14.58	24.41	9.27	—	3.39	102.28	$K_{0.92}Al_{1.45}(Mg_{0.16}Fe_{0.23})[(Al_{0.64}Si_{3.36})O_{10}](OH)_2$
		Ат.	63.95	—	0.85	11.14	17.92	4.89	—	1.25		Mus. 78.8%, Phlog. 8.7%, Annite 12.5%
	Сп. 25	Вес.	48.56	—	0.84	15.76	22.94	8.15	0.29	2.02	98.56	$K_{0.83}Al_{1.54}(Mg_{0.14}Fe_{0.14}Ti_{0.02})[(Al_{0.77}Si_{3.23})O_{10}](OH)_2$
		Ат.	64.29	—	0.73	12.37	17.3	4.42	0.13	0.77		Mus. 84.6%, Phlog. 7.7%, Annite 7.7%
	Сп. 4	Вес.	53.24	0.51	0.56	13.04	28.14	6.34	0.19	1.95	103.97	$(K_{0.63}Na_{0.09})(Al_{1.80}Fe_{0.14}Mg_{0.09}Ti_{0.02})[(Al_{0.09}Si_{3.91})O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$
		Ат.	65.78	0.44	0.46	9.55	19.8	3.20	0.08	0.69		Mus. 74.7%, Par. 12.1%, Phlog. 5.0%, Annite 8.2%
С-149	Сп. 25	Вес.	51.07	—	0.92	10.83	29.09	6.12	—	1.66	99.97	$K_{0.59}(Mg_{0.14}Fe_{0.11})Al_{1.40}[Al_{0.11}Si_{3.89}O_{12}] \cdot (OH)_2$
		Ат.	65.69	—	0.78	8.26	21.31	3.22	—	0.61		Mus. 84.8%, Phlog. 8.5%, Annite 6.7%
Гл-8	Сп. 21	Вес.	44.33	—	0.80	12.41	27.56	7.14	0.27	2.78	95.29	$K_{0.97}(Mg_{0.18}Fe_{0.27}Ti_{0.03})_{0.48}Al_{2.3}[(Al_{0.16}Si_{3.84})O_{10}] \cdot (OH)_2 + SiO_2$
		Ат.	61.81	—	0.74	10.26	21.89	4.04	0.13	1.11		Mus. 83.6%, Phlog. 5.9%, Annite 10.5%
Х-1к	Сп. 17	Вес.	50.14	—	0.76	5.29	37.98	2.66	0.17	1.06	98.33	$K_{0.51}(Mg_{0.24}Fe_{0.12}Ti_{0.03})Al_{1.37}[(Al_{0.13}Si_{3.87})O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O + SiO_2$
		Ат.	66.91	—	0.63	3.88	26.66	1.33	0.07	0.37		Mus. 72.7%, Phlog. 17.4%, Annite 9.8%

Примечание. Составы иллитов из глинистых фланитов: Ог-45, Ог-58, Ог-63 – правобережье р. Усури (устье р. Огородной); С-149 – р. Корейская, Гл-8 – правобережье р. Дальняя у с. Глубинное, Х-1к – иллит в барит-пирит-кремнистой конкреции из глинистых фланитов воронежской свиты (г. Хабаровск). Избыток кремнезема в кварцевом цементе породы. Проверк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

60 минералов, принадлежащих классам самородных элементов, интерметаллических соединений, галоидов, сульфидов, сульфатов, арсенидов, оксидов и гидроксидов, силикатов, боросиликатов, вольфрамов, фосфатов и редкоземельных фосфатов [Волохин, 2013].

Основная часть сульфидов представлена пиритом (табл. 4): микрокристаллическим, глобулярным, фрамбоидальным (рис. 3а, б). Часто пирит замещает органические остатки (см. рис. 3ж, з, и). Кроме обычного пирита, без примесей других элементов, в углеродистых силицитах встречаются зерна пирита, содержащие марганец, медь, цинк и мышьяк [Волохин, 2013]. Распространенными сульфидами являются сфалерит, галенит, халькопирит пирротин, реже, аргентит (см. рис. 3д, е; рис. 4). Встречаются борнит, ковеллин, пентландит, антимонит, ульманит, бравоит и сульфиды с примесью селена [Волохин, 2013]. Арсениды и сульфюарсениды представлены арсенопиритом, никелином, скуттерудитом, кобальтином, глаукодотом и герсдорфитом. Присутствуют единичные зерна клаусталита (см. табл. 4).

Самородные элементы представлены Au, Pd, Ag, Cu, Fe, W, Ni, Se (рис. 5). Среди интерметаллидов распространены соединения меди и цинка, реже, меди и олова (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn). Встречаются также соединения никеля и меди, цинка и кадмия ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd). Во фтанитах из разрезов р. Огородная и р. Бол. Улитка были установлены самородное золото, а также палладий, аурикуприд, медистый палладий, золотосодержащая медь и палладиастая медь [Волохин, Карабцов, 2009].

Среди акцессорных силикатов наиболее распространен циркон (табл. 5). Реже встречаются сфен, тюрингит, шамозит и ферросилит [Волохин, 2013]. В бассейне р. Дальней (район с. Глубинное) в глинистых фтанитах присутствуют мелкие таблитчатые кристаллы боросиликатов, по химическому составу близких датолиту и данбуриту (см. табл. 5). Среди карбонатов обычен кальцит, реже встречаются доломит, анкерит и сидерит. Из вольфрамов повсеместно присутствует шеелит, более редок вольфрамит (см. рис. 4).

Из сульфатов наиболее распространены ярозит и барит, в некоторых разрезах (р. Огородная) встречаются целестин и ангидрит (см. табл. 4). Галоиды установлены в углеродистых прожилках и порах и представлены идиоморфными кристаллами сильвина (см. рис. 5), галита и калий-натриевых хлоридов. В бассейне р. Корейская глинистые фтаниты содержат йодаты вида $(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr})_3(\text{S}, \text{I})_4$. Среди оксидов наиболее распространены TiO_2 (рутил?, брукит?), гематит и магнетит, реже — ильменит. В изученных образцах широко развиты гётит и гидрогётит (FeOON и $\text{FeOON} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) или их полиморфные модификации, которые выстилают и заполняют первичные (реликтовые) поры породы, а также являются продуктами

окисления и замещения пирита. Из других оксидов отмечены церианит, уранинит и оксиды висмута (бисмит или силленит?) (р. Бол. Улитка).

Фосфатные минералы представлены тремя группами. Одна включает повсеместно распространенный апатит конодонтов и других организмов с фосфатным скелетом, а также зерна обломочного и диагенетического апатита, заключенные в кварцевом цементе пород. Вторая представлена кристаллическим карбонат-фторапатитом, вероятно, катагенетического происхождения, локализующимся в кварцевых или кварц-углеродистых прожилках микробрекчированных фтанитов и фтанито-кварцитов. Третью группу составляют редкоземельные фосфаты, среди которых количественно преобладает монацит (см. рис. 2е) и гораздо реже встречающийся ксенотим (см. табл. 4, табл. 6). В глинистых фтанитах бассейна р. Корейской присутствует гоацит — $(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd})\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

МИНЕРАЛЫ, СОДЕРЖАЩИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Первые данные о содержании 8 редкоземельных элементов (РЗЭ) в 8 образцах триасовых кремней Сихотэ-Алиня (р. Рудная) приведены в работе М.И. Тучковой с соавторами [2004] в виде графиков нормированных отношений содержаний РЗЭ к хондриту и к послепархейским осадочным породам Австралии (РААС). Картина распределения РЗЭ, по мнению вышеуказанных авторов, свидетельствует о происхождении силикатной фракции силицитов из материала пород сиалической суши. На рис. 6 представлены нормированные содержания 14 РЗЭ в 14 образцах фтанитов, глинистых фтанитов, глинистых кремней и фтанито-кварцитов “фтанитовой пачки”, полученные методом ICP-MS [Волохин, 2013]. По сравнению с глинами континентальных платформ и осадков пелагической части Тихого океана содержания РЗЭ в силицитах существенно (до 10 раз) ниже. Это связывается с разбавлением минералов-концентраторов РЗЭ биогенным кремнеземом [Волохин, 2013], который, как и карбонатные скелеты планктонных организмов, практически не содержат редкоземельных элементов [Дубинин, 2006]. Сходство углеродистых силицитов с глинами платформ проявлено в хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии на графиках РЗЭ, нормированных к хондриту, что мы связываем с отсутствием в породах основного носителя европия — кальциевых плагиоклазов. Последнее может свидетельствовать об относительно высокой зрелости кор выветривания в питающих провинциях на суше. Для большинства углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня также характерна небольшая отрицательная цериевая аномалия, обычная для гидrogenных осадков, наследующих РЗЭ из морской воды, в частности, для диагенетических фосфатов [Rare Earth ..., 1984, Дубинин, 2006]. Од-

Таблица 4. Рудные минералы в углеродистых силицитах разреза на правом берегу р. Уссури (устье р. Огородной)

Минерал	Общее количество зерен	Локализация зерен в породе			
		кварцевый цемент	углеродистые прожилки	первичные (реликтовые) поры	вторичные поры выщелачивания
Пирит FeS ₂	251	234	2	12	3
Монацит (Ce, La...)PO ₄	83	70	10	2	1
Рутил (брукит?, анатаз?) TiO ₂	50	31	16	3	—
Циркон ZrSiO ₄	36	28	5	3	—
Гетит (FeOOH)	23	17	—	2	4
Апатит Ca ₅ [PO ₄] ₃ F	28	16	12	—	—
Гематит (Fe ₂ O ₃)	14	8	2	4	—
Ксенотим (Y, Dy...)PO ₄	8	7	1	—	—
Магнетит	11	6	3	2	—
Ti-магнетит	3	—	3	—	—
Ni-магнетит	1	—	1	—	—
Романешит BaMnMn ₈ O ₁₆ [OH] ₄	6	5	1	—	—
Криптомелан K ₂ O · MnO · 15MnO ₂ · nH ₂ O	9	6	3	—	—
Ферросилит Fe ₂ Si ₂ O ₆	2	2	—	—	—
(Fe, Cr) ₂ SiO ₄	1	1	—	—	—
Хромит? (полуразложженный)	2	2	—	—	—
Гидрогетит FeOOH · nH ₂ O	56	23	17	12	4
FeOOH · nH ₂ O (с примесью V, Cr, Co, Cu, P, Mn, S)	27	14	7	4	2
Барит BaSO ₄	44	16	10	9	9
Ярозит KFe ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆	38	12	6	3	17
Сфалерит (Zn, Fe)S	18	5	4	6	3
Касситерит (SnO ₂)	19	7	4	6	2
Галенит PbS	50	4	26	17	3
Fe	34	1	10	19	4
Fe (с примесью Cr, Mn, Ni)	5	—	1	4	—
Ag	25	3	11	11	—
Аргентит (акантит?) Ag ₂ S	17	2	6	9	—
AgOH	3	—	3	—	—
Cu ₂ Zn, Cu ₃ Zn, Cu ₄ Zn	21	6	4	10	1
Cu ₉ Sn	1	—	—	1	—
Шеелит CaWO ₄	18	—	14	4	—
Au	15	1	5	8	1
AuPd	2	—	1	1	—
Ni	11	—	6	5	—
Ni ₄ Cd	6	—	4	2	—
Вольфрамит (Fe, Mn)WO ₄	10	—	3	6	1
Pd ₃ Cu	9	—	5	4	—
Сильвин KCl	9	2	—	2	5
Сфен CaTiSiO ₅	7	1	6	—	—
Халькопирит CuFeS ₂	5	1	2	2	—
Ковеллин CuS	5	—	1	4	—

Таблица 4. Окончание

Минерал	Общее количество зерен	Локализация зерен в породе			
		кварцевый цемент	углеродистые прожилки	первичные (реликтовые) поры	вторичные поры выщелачивания
Церианит CeO_2	4	2	—	1	1
Палладистая медь	4	—	1	3	—
Медь	1	—	—	1	—
Ильменит FeTiO_3	3	2	1	—	—
Ce_2O_3	3	1	—	2	—
W	3	—	2	1	—
Пирротин FeS	2	—	—	—	2
Арсенопирит FeAsS	2	—	1	1	—
Герсдорфит NiAsS	2	—	—	2	—
Скуттерудит $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_3$	2	—	—	2	—
Стибиконит $\text{Sb}_3\text{O}_6[\text{OH}]$	2	—	—	2	—
PbCuSnO	2	—	—	2	—
Глаукодот $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})\text{AsS}$	1	1	—	—	—
Кобальтин CoAsS	1	1	—	—	—
Антимонит Sb_2S_3	1	—	1	—	—
Ульманит $(\text{Ni}, \text{Co})\text{SbS}$	1	1	—	—	—
Никелин NiAs	1	—	1	—	—
Синхизит $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}...)[\text{CO}_3]_2\text{F}$	1	—	1	—	—
Вивианит $\text{Fe}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	1	1	—	—	—
PbSn	1	1	—	—	—
Бисмит?, силленит? Bi_2O_3	1	—	—	—	1
Клаусталит PbSe	1	—	1	—	—
Ангидрит CaSO_4	1	—	—	1	—
Целестин SrSO_4	1	—	1	—	—
Se	1	—	1	—	—

Примечание. Аншлифы Ог-58, Ог-63, Ог-44, Ог-43, Ог-43-2. Прочерк — минерал не установлен.

нако данные статистического подсчета, приведенные в табл. 4, и химический состав минералов-носителей РЗЭ (табл. 6) позволяют считать, что основным носителем легких лантаноидов в породах “фтанитовой пачки” является монацит, а средних и тяжелых лантаноидов — ксенотим, представляющие обломочную фракцию. Значительно меньшую роль,

как носителей РЗЭ, играют некоторые апатиты, редкоземельные оксиды (церианит?), а также редко встречающийся иттриево-титанистый циркон [Волохин, 2013]. Общее количество РЗЭ в высококремневых фтанитах всегда ниже, чем в глинистых фтанитах, что согласуется с меньшим количеством в них аллохтонной терригенной примеси.

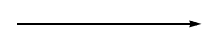


Рис. 3. Диагенетические сульфиды, сульфаты и гидроксиды в углеродистых силицитах.

а — глобулярный и фрамбоидальный пирит в глинистом фтаните (аншлиф С-149, р. Корейская, T_{2a3});

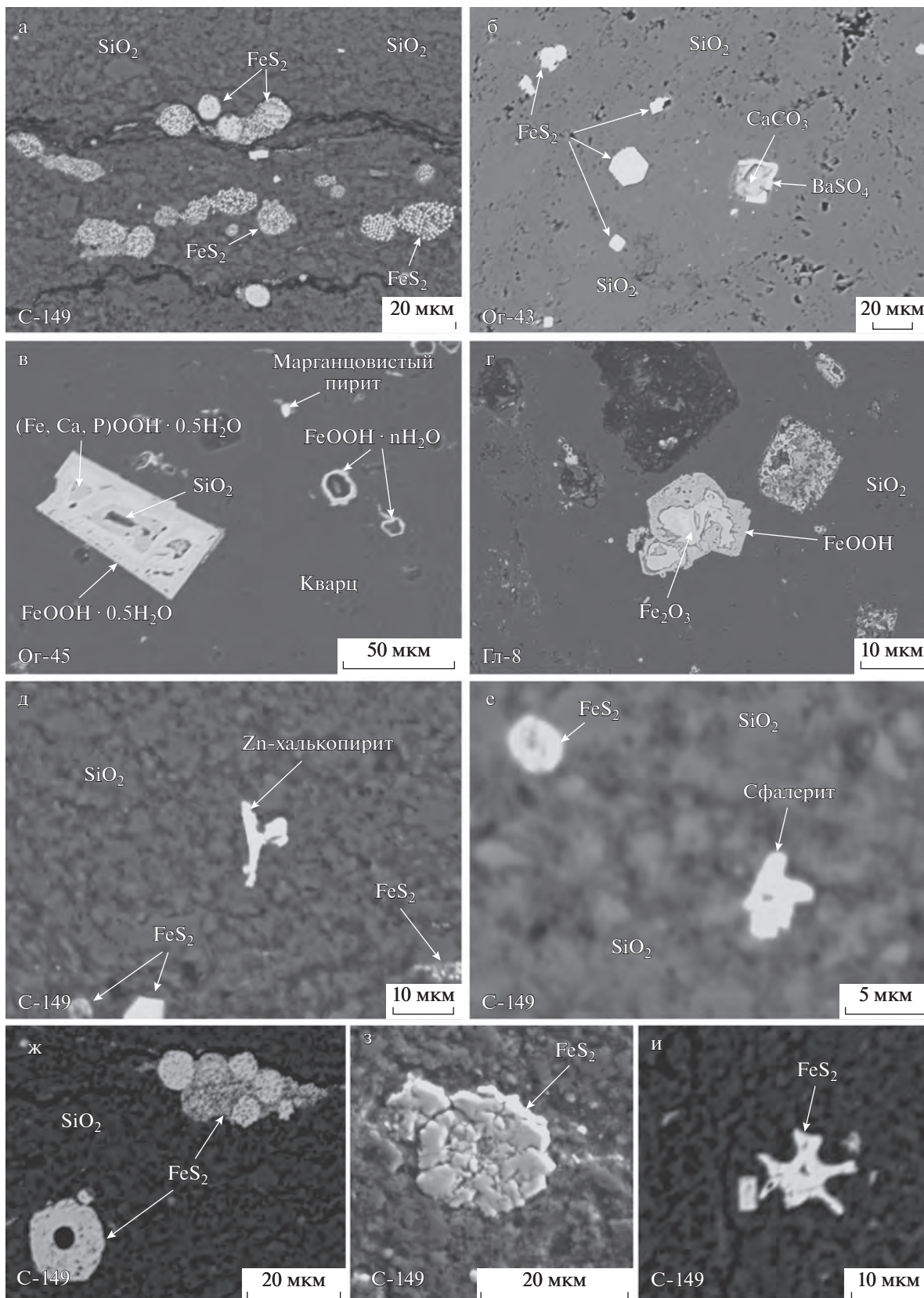
б — оторочка барита на кристалле диагенетического кальцита;

в — зональный идиоморфный кристалл гидрогетита с включением кремнезема в центральной части (аншлиф Ог-45, р. Огородная, T_{2a2});

г — кристалл гематита, замещенный с краев гётитом, заключенный в кварцевом цементе глинистого фтанита. В левом верхнем углу вторичные поры выщелачивания диагенетических карбонатов, заполненные кремнистым и углеродистым веществом (аншлиф Гл-8, р. Дальняя, T_{2a1});

д, е — диагенетические халькопирит и сфалерит, замещающие мелкие костные фрагменты (д) и скелетные фрагменты нанофоссилий (е);

ж, з, и — псевдоморфозы пирита по раковинам фораминифер и остаткам известковых нанофоссилий.



БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ

Самородные элементы, как правило, локализируются в порах и микротрещинах, заполненных углеродисто-кремнистым веществом и гидроксидами железа (см. рис. 5). Золото установлено по данным микронзондового анализа в разрезах фтанитовой пачки кл. Польшаевский, притока р. Бол. Улитки и на правом берегу р. Уссури у устья р. Огородной (табл. 7). Размер кристаллов и поликристаллических агрегатов золота здесь варьирует от 0,3 мкм до 5 мкм, но в отдельных участках разреза достигает 26 и 60 мкм. Самые крупные частицы самородного золота, аурикуприда и палладия установлены в микробрекчированных углеродистых силицитах, подвергшихся перекристаллизации под термальным воздействием позднеюрско-раннемелового силла пироксенита толщиной 3,5 м. Здесь, размер частиц аурикуприда $Cu_{0.69}Au_{0.19}Ag_{0.08}Pd_{0.03}$ достигает 100 мкм.

В отдельных зернах интерметаллида Cu_5Zn_3 суммарное содержание Au и Pt достигает 3% (табл. 8). В среднем, около 70% Au, 60% Pt и 46% Pd от общего количества во фтанитах и глинистых фтанитах из разреза в устье р. Огородной связано с РОВ [Волохин, Карабцов, 2009], в котором эти металлы могут находиться в атомарной, кластерной форме или в виде металло-органических соединений. В битумоидных фракциях из углеродистых кремней триаса Сихотэ-Алиня содержание Au достигает 40 г/т, а в нерастворимом в низкокипящих органических жидкостях керогене — 10 г/т [Волохин, Иванов, 2007]. Подвижные битумоидные фракции могли служить переносчиком ряда металлов и вероятным источником золота.

ПРИРОДА МИНЕРАЛОВ-АКЦЕССОРИЕВ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ

Характер локализации рудных минералов в углеродистых кремнях, морфология зерен и состав минералов содержат информацию об их происхождении. Консистенция вещества (рыхлая, твердая) многими исследователями считается одним из главных признаков, определяющим границу между осадком и породой [Фролов, 1992]. Превращение биокремнистых илов в кристобалитовые или опал-кристобалит-тридимитовые породы (порцеланиты, опаловые кремни) происходит на рубеже диагенеза и начальной стадии катагенеза, а последующая трансформация опал-кристобалит-тридимитовых пород в халцедон-кварцевые — на рубеже начального и глубинного катагенеза [Япаскурт, 2005].

В исследуемых породах присутствуют минералы, которые заключены в кремнистом (кварцевом) цементе, и которые, в основном, являются аллохтонными или диагенетическими. Другие минералы, локализованные в трещинах, образовались значительно позднее, уже после цементации слоев и их растрескивания, вследствие склад-

чатых и разрывных деформаций слоев и толщ. Последние можно условно считать катагенетическими. Часть аллохтонных и сформированных в диагенезе минералов могла быть занесена в трещины при их образовании, что отчасти нарушает первичные временные взаимоотношения минералов. Результаты подсчета минералов в не метаморфизованных углеродистых силицитах из разреза р. Огородной дают несколько заниженное содержание пирита (см. табл. 4). Тем не менее, оценка положения минералов в породе представляется полезной для расшифровки временных взаимоотношений минералов-аксессуаров.

По положению в породе выделяются четыре группы аксессуарных минералов: 1) расположенные в кварцевом цементе породы, 2) находящиеся в трещинах, заполненных углеродистым и кварц-гидроксид-железистым веществом, 3) находящиеся в остаточных (реликтовых) порах, 4) замещающие диагенетические сульфиды или карбонаты, или кристаллизовавшиеся во вторичных порах выщелачивания (см. табл. 4). Среди минералов первой группы преобладают пирит, монацит, рутил (или другие полиморфные модификации TiO_2), циркон, ксенотим, гетит, магнетит и гематит. Большинство этой группы представляют устойчивые при выветривании обломочные минералы тяжелой фракции, обычные для многих морских россыпей. Это аллотигенные минералы, поступавшие в осадок еще на стадии отложения радиоляриевого ила. Как известно, монацит, циркон, рутил и ксенотим широко распространены в метаморфических и жильных породах и, как аксессуарные минералы, в гранитах, сиенитах и карбонатитах. В углеродистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня их зерна вкраплены в кварцевый цемент или концентрируются в отдельных прослоях (см. рис. 2в), что обусловлено вымыванием легкой минеральной фракции подводными течениями из еще нелитифицированного ила и обогащением тяжелыми минералами слоев в следствии подводного шлихования. К аллотигенным минералам можно также отнести апатит биогенных фрагментов, обогащающий отдельные слои, а также, возможно, некоторую часть касситерита.

Пирит — мелкокристаллический, микроглобулярный, фрамбоидальный, а также замещающий биогенные кремневые и карбонатные фрагменты (см. рис. 3), в подавляющей части, — несомненно, диагенетический минерал. Кроме пирита, к минералам, образовавшимся в процессе диагенеза, по-видимому, относится часть гетита и гидрогетита, барита, романешита и криптомелана. К этой же группе относится некоторая часть халькопирита и сфалерита, представляющая псевдоморфозы по растительным останкам или скелетным фрагментам (см. рис. 3д, е).

Большинство других рудных минералов: сфалерит, галенит, халькопирит, марганцовистый, мышьяковистый и медистый пириты, пентландит, халькозин, кобальтин, арсенопирит, аргентит, шеелит, вольфрамит, стибиконит, скуттеру-

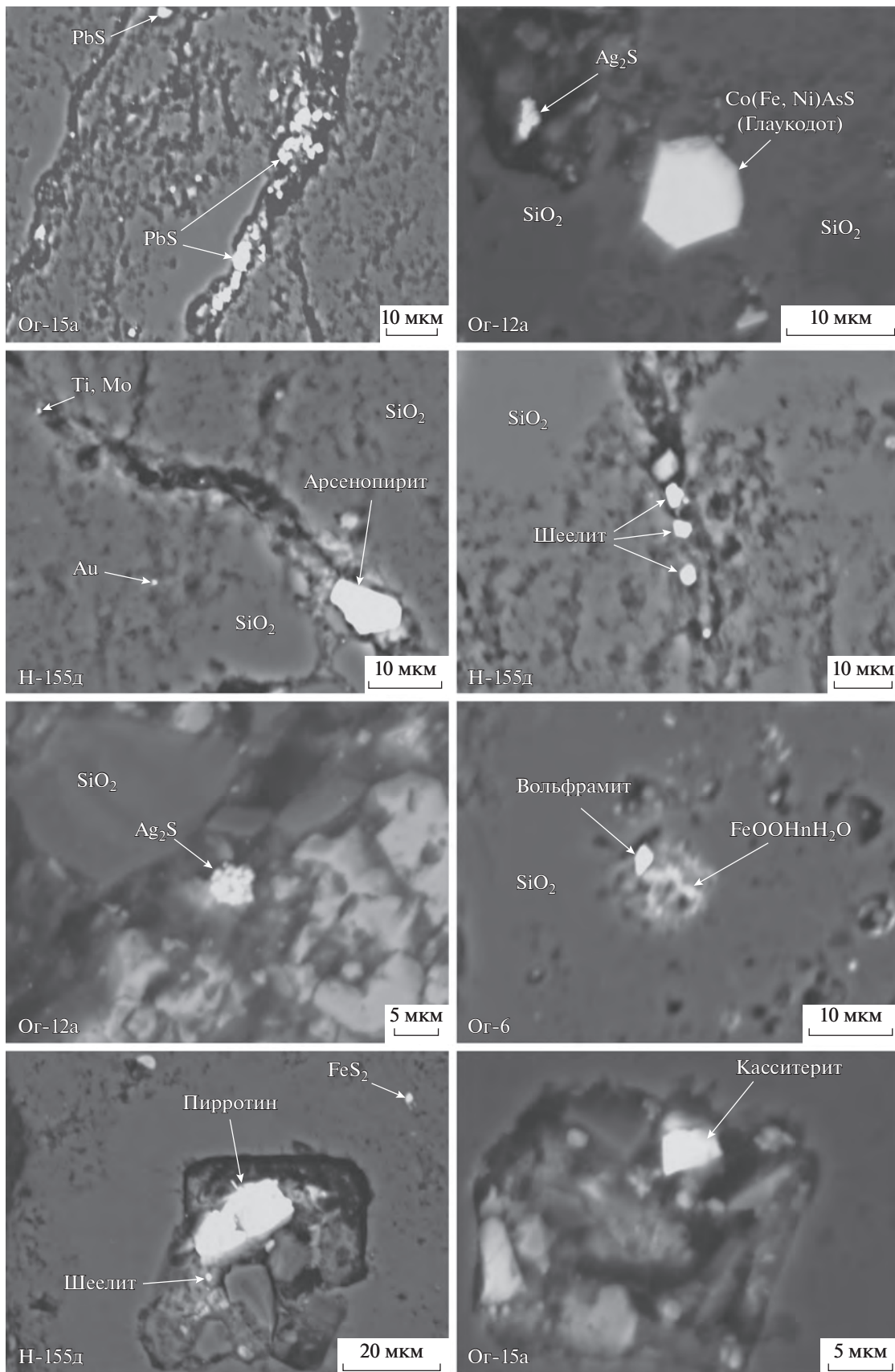


Рис. 4. Рудные минералы в трещинно-поровом пространстве углеродистых силицитов (правобережье р. Уссури у устья р. Огородной).

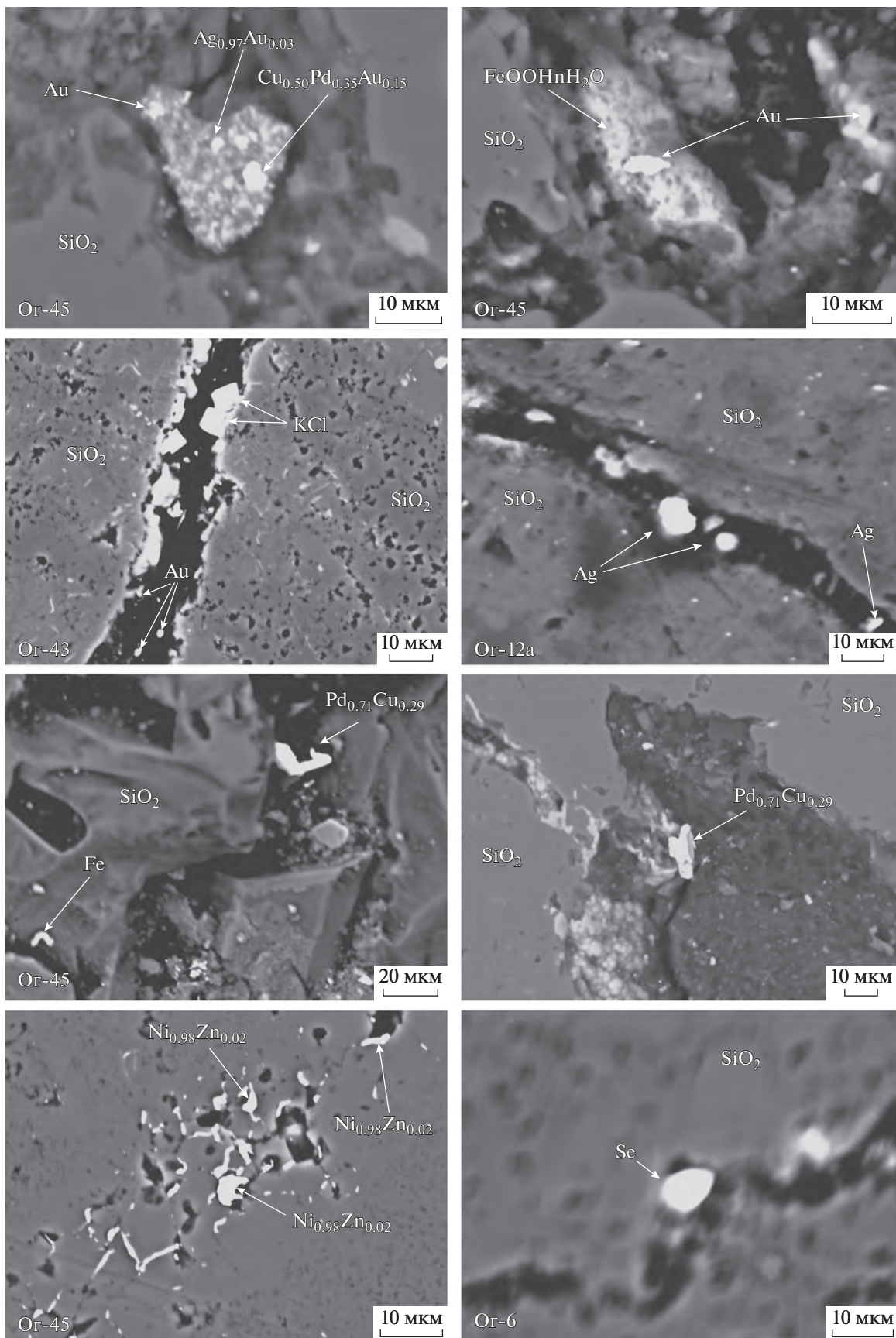


Рис. 5. Самородные элементы и интерметаллиды в углеродистых силицитах разреза р. Огородная.

Таблица 5. Химический состав циркона и боросиликатов углеродистых силицитов “фтанитовой пачки”

№ обр.	%	B	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Mn	Fe	Zr	Nb	Hf	W	U	Сумма
H-155д	Вес.	—	34.05	—	—	14.93	—	—	—	—	—	49.04	1.77	—	—	—	99.78
29/17	Ат.	—	66.17	—	—	16.52	—	—	—	—	—	16.72	0.59	—	—	—	
Oг-44	Вес.	—	38.38	—	—	15.80	—	—	—	—	—	44.71	—	1.16	—	—	100.00
22/32	Ат.	—	71.11	—	—	15.48	—	—	—	—	—	13.23	—	0.18	—	—	
P-50	Вес.	—	33.25	—	—	14.82	—	—	—	—	—	47.81	1.62	1.44	0.32	—	99.26
11/31	Ат.	—	65.83	—	—	16.71	—	—	—	—	—	16.60	0.56	0.26	0.06	—	
C-149	Вес.	—	36.68	—	—	14.72	—	—	—	—	—	42.88	—	1.55	—	—	95.82
22/11	Ат.	—	69.57	—	—	15.91	—	—	—	—	—	14,26	—	0.26	—	—	
C-153	Вес.	—	42.53	—	1.23	16.36	0.35	0.27	0.32	—	0.43	30.46	—	0.89	—	4.82	97.66
3/15	Ат.	—	72.32	—	1.24	15.85	0.24	0.19	0.19	—	0.21	9.08	—	0.14	—	0.56	
C-153	Вес.	—	45.66	0.29	1.43	24.78	0.57	0.29	—	—	0.63	23.01	—	0.44	—	1.70	98.79
3/32	Ат.	—	69.68	0.29	1.29	21.54	0.36	0.17	—	—	0.27	6.16	—	0.06	—	0.17	
Гл-36	Вес.	—	36.23	—	—	16.55	—	—	—	—	—	45.56	—	1.53	—	—	99.87
14/88	Ат.	—	67.36	—	—	17.53	—	—	—	—	—	14.86	—	0.26	—	—	
Щ-111а	Вес.	—	36.61	—	—	18.46	—	—	—	—	—	44.12	—	—	—	—	99.19
6/56	Ат.	—	66.73	—	—	19.17	—	—	—	—	—	14.11	—	—	—	—	
Гл-8	Вес.	8.73	45.58	—	—	16.59	—	25.31	—	0.43	0.67	—	—	—	—	—	97.31
18/11	Ат.	16.48	58.16	—	—	12.06	—	12.89	—	0.16	0.25	—	—	—	—	—	
Гл-8	Вес.	11.52	47.53	0.26	—	29.26	—	14.49	—	0.39	0.56	—	—	—	—	—	104.00
18/18	Ат.	19.49	54.34	0.19	—	19.05	—	6.61	—	0.13	0.18	—	—	—	—	—	
Гл-8	Вес.	6.76	48.95	0.21	—	23.02	—	20.59	—	0.53	0.77	—	—	—	—	—	100.82
18/32	Ат.	12.37	60.59	0.17	—	16.23	—	10.17	—	0.19	0.27	—	—	—	—	—	
Гл-8	Вес.	6.81	47.87	0.21	—	10.12	—	30.51	—	0.47	0.94	—	—	—	—	—	96.94
18/29	Ат.	13.18	62.63	0.18	—	7.54	—	15.93	—	0.18	0.35	—	—	—	—	—	
Гл-8	Вес.	8.17	48.03	0.41	—	9.30	—	30.64	—	0.85	0.98	—	—	—	—	—	98.38
18/39	Ат.	15.41	61.22	0.35	—	6.75	—	15.59	—	0.31	0.36	—	—	—	—	—	

Примечание. Пробы из разрезов “фтанитовой пачки”: H-155д, Oг-44 – р. Огородная; P-50 – р. Рудная; C-149, C-153 – р. Корейская; Гл-8, Гл-36, Щ-111а – р. Дальняя. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

дит, циркелит, ульманит и целестин расположены в трещинах, заполненных углеродистым веществом (см. табл. 4). Их кристаллизация произошла уже после литификации (цементации) кремнистых слоев, на стадии катагенеза.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) часто используются для идентификации обстановок накопления тех или иных осадочных пород и, в частности, силицитов [Shimizu, Masuda, 1977; Murray et al., 1990; Murray, 1994; Karl et al., 1992; Rollinson, 1995]. В углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня, минералы содержащие РЗЭ представляют тонкообломочную примесь, поступавшую преимущественно с суши в составе речной взвеси (в т.ч. сорбированными на глинистых частицах). Это согласуется с результатами изучения современного речного стока. Например, в современном речном стоке в Японское море подавляющая масса (80%) РЗЭ, особенно легких лантаноидов, приходится на взвесь [Чудаева, Чудаев, 2011]. Фактическая же доля РЗЭ в терригенном материале речного стока, вероятно, больше, учитывая условность отнесения к растворенным

формам РЗЭ, проходящие через фильтры 0.45 мкм. Поэтому представляется, что только геохимические данные, без выявления природы главных минералов-носителей РЗЭ и их количественной оценки, недостаточны для реконструкции обстановок седиментации в бассейне кремненакопления.

Самородные элементы (золото, серебро, медь, свинец, железо, никелистое железо, никель, вольфрам, селен) и интерметаллиды (Pd_3Cu , Pd_7Cu_3 , $CuAu$, Cu_3Zn_2 , Cu_5Zn_3 , $(Cu,Ni)_5Zn_4$, Ni_4Cd) также в основном содержатся в углеродисто-кремнистом веществе и гидроксидах железа, заполняющих поры и трещины в породах (см. табл. 4, рис. 5). Их кристаллизация происходила после литификации (цементации кремнеземом) пород и связывается с катагенетическим преобразованием РОВ и высвобождением из него металлов. Источником и переносчиком рудных элементов, вероятно, служили битумоидные фракции, для которых характерны высокие (относительно породы в целом) содержания Fe, Mn, Pb, Zn, Ni, Co, As, Ag, Au [Волохин, Иванов, 2007]. Значительную роль в накоплении и переносе Sn, Mo, Cr, V также могла

Таблица 6. Химический состав минералов, содержащих РЗЭ в углеродистых силикатах среднего триаса Сихотэ-Алиня

№ обр.	%	O	F	Al	Si	P	K	Ca	Fe	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Th	W	U		Сумма
																				Ta	U	
Ог6-13/11	Вес.	23.69	-	-	1.31	13.03	-	-	-	-	13.46	27.09	2.67	10.59	2.27	0.81	1.45	1.73	-	-	-	98.1
	Ат.	62.54	-	-	1.97	17.76	-	-	-	-	4.09	8.16	0.80	3.10	0.64	0.23	0.39	0.32	-	-	-	-
Ог43/2-21	Вес.	26.55	-	-	0.70	13.39	-	0.34	-	-	11.74	25.37	2.78	11.14	1.39	-	-	1.77	-	-	-	95.16
	Ат.	68.19	-	-	0.93	15.99	-	0.32	-	-	3.15	6.75	0.74	2.88	0.34	-	-	0.28	-	-	-	-
Ог44-31	Вес.	31.57	1.53	0.41	4.23	11.29	-	1.31	0.49	-	12.52	24.12	1.76	6.65	-	-	-	6.96	-	-	-	102.8
	Ат.	67.11	4.06	0.48	4.75	11.30	-	1.03	0.28	-	2.81	5.38	0.39	1.44	-	-	-	0.93	-	-	-	-
Н155д-30/6	Вес.	25.76	-	-	1.04	12.84	-	1.40	-	-	10.86	22.37	-	9.10	1.29	-	1.06	8.90	-	-	1.21	95.83
	Ат.	65.54	-	-	1.51	16.88	-	1.42	-	-	3.18	6.50	-	2.57	0.35	-	0.27	1.56	-	-	0.21	0.21
С149-15/26	Вес.	33.54	-	0.46	5.90	12.08	-	-	-	-	11.40	22.31	2.33	8.80	-	-	1.01	2.10	-	-	-	99.67
	Ат.	68.82	-	0.56	6.90	12.80	-	-	-	-	2.63	5.23	0.54	2.00	-	-	0.21	0.30	-	-	-	-
С149-24/22	Вес.	26.66	-	-	0.84	12.76	-	0.48	-	-	11.74	23.87	3.04	9.46	0.71	-	1.11	2.91	-	-	0.75	94.33
	Ат.	66.92	-	-	1.20	16.56	-	0.49	-	-	3.39	6.84	0.87	2.63	0.19	-	0.28	0.50	-	-	0.13	-
Гл8-25/3	Вес.	26.38	-	2.14	2.58	-	-	0.44	0.45	-	21.65	36.73	3.60	8.00	-	-	-	-	-	-	-	101.97
	Ат.	70.52	-	3.39	3.93	-	-	0.47	0.35	-	6.66	11.21	1.09	2.37	-	-	-	-	-	-	-	-
Гл36-7-54	Вес.	30.18	-	1.03	4.05	12.15	0.36	-	-	-	12.98	24.69	2.80	10.37	-	-	-	-	-	-	-	98.62
	Ат.	66.62	-	1.35	5.10	13.85	0.32	-	-	-	3.30	6.22	0.70	2.54	-	-	-	-	-	-	-	-
Гл36-14-24	Вес.	29.47	-	-	5.97	11.95	-	-	-	-	13.46	25.56	-	10.61	-	-	-	-	-	-	-	97.02
	Ат.	65.94	-	-	7.61	13.82	-	-	-	-	3.47	6.53	-	2.63	-	-	-	-	-	-	-	-
Щ-IIIa 30/13	Вес.	33.10	-	-	1.10	13.49	-	-	-	-	13.54	26.69	-	10.39	-	-	-	-	-	10.39	-	99.01
	Ат.	71.15	-	-	1.35	14.98	-	-	-	-	3.35	6.55	-	2.48	-	-	-	-	2.48	-	-	-
Щ-IIIa 30/32	Вес.	27.03	0.37	0.54	1.29	12.50	-	-	-	-	18.16	26.71	2.39	8.53	-	-	-	-	-	-	-	97.52
	Ат.	62.68	0.75	0.78	1.79	15.67	-	-	-	-	5.07	7.40	0.66	2.29	-	-	-	-	-	-	-	-
Щ-IIIa 6/4	Вес.	29.01	-	0.62	1.39	13.02	-	0.21	-	-	17.32	27.09	2.90	8.84	-	-	-	-	-	-	-	100.39
	Ат.	66.89	-	0.84	1.82	15.50	-	0.19	-	-	4.60	7.13	0.76	2.26	-	-	-	-	-	-	-	-
Щ-IIIa 6/35	Вес.	28.70	0.24	0.60	1.55	12.79	0.26	-	-	0.18	20.32	24.55	2.28	6.56	-	-	-	0.34	-	-	-	98.36
	Ат.	66.66	0.48	0.82	2.05	15.35	0.25	-	-	0.11	5.43	6.51	0.60	1.69	-	-	-	0.05	-	-	-	-
№ обр.	%	O	Al	Si	P	K	Ca	Fe	Co	As	Br	Y	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Ta	U	Сумма
	Вес.	34.03	-	4.67	14.91	-	-	-	-	-	-	30.84	2.32	0.67	5.6	-	3.12	-	2.83	-	0.33	99.32
Ог6-20/7	Ат.	66.23	-	5.17	14.99	-	-	-	-	-	10.8	0.46	0.13	1.07	-	0.58	-	0.51	-	-	0.04	-
	Вес.	41.28	-	10.39	12.24	-	-	-	-	-	26.4	2.03	0.65	4.35	-	2.32	-	2.5	-	-	-	102.14
Ог15a-23/50	Ат.	69.47	-	9.96	10.64	-	-	-	-	-	7.99	0.35	0.11	0.72	-	0.37	-	0.39	-	-	-	-
	Вес.	31.2	-	-	16.12	-	-	0.12	0.46	-	28.54	4.93	1.06	1.06	7.21	1.35	2.33	0.3	2.04	0.2	-	95.85
Ог43/2-10	Ат.	68.92	-	-	16.68	-	-	0.07	-	0.2	10.29	1.01	0.22	1.43	0.26	0.45	0.06	0.38	0.04	-	-	-
	Вес.	41.81	-	16.57	9.27	0.55	0.24	0.48	0.64	-	20.22	-	-	2.09	-	-	-	-	2.94	-	-	94.81
С153-3/16	Ат.	68.78	-	15.53	7.88	0.37	0.16	0.23	0.29	-	5.99	-	-	0.34	-	-	-	-	0.45	-	-	-
	Вес.	37.42	1.91	4.64	10.26	0.75	-	11.12	-	-	23.77	1.87	-	3.58	-	2.11	-	-	-	-	-	97.44
Гл8-25/42	Ат.	68.02	2.06	4.81	9.64	0.56	-	5.79	-	-	7.78	0.35	-	0.64	-	0.37	-	-	-	-	-	-
	Вес.	41.5	-	0.65	7.24	-	-	34.67	-	-	0.65	12.11	0.6	-	1.75	-	-	-	-	-	-	100.17
Ог43-2/18	Ат.	73.75	-	0.59	5.9	-	-	15.75	-	-	0.21	3.44	0.1	-	0.27	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Обр. Ог6, Ог15a, Н155д – устье р. Огородная, С149, С153 – р. Корейская, Гл8, Гл36, Щ-IIIa – р. Дальняя. Обр. Гл8-25/3 – церианит; Ог43-2/18 – железитригидрический фосфат (Fe, Y) (Fe, P)O₄. Состав остальных минералов соответствует монашиту (Ce, La, ...)PO₄ и ксенотиму (Y, Dy, Gd, ...)PO₄. Избыток Si и Al связан с возбуждением электронным лучком, кроме анализируемого минерала, кварц-силикатного матрикса породы. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

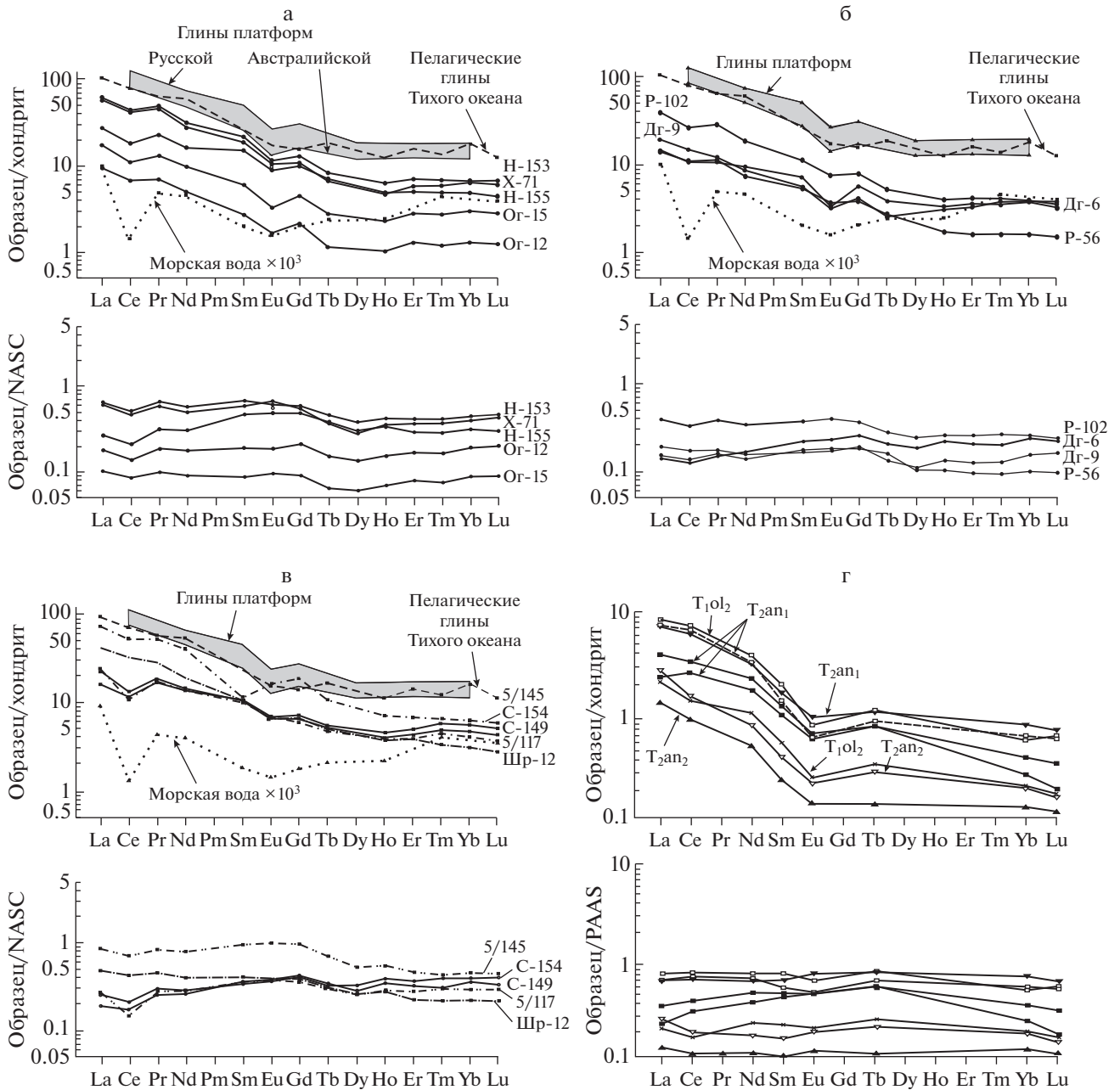


Рис. 6. Нормированное к хондриту и североамериканскому глинистому сланцу содержание РЗЭ в углеродистых силикатах “фтанитовой пачки”.

а–в – фтаниты и глинистые фтаниты: а – р. Огородная (обр. Н-153д, Н-153д1, Og-12, Og-15), г. Хабаровск (обр. X-71); б – г. Дальнегорск (обр. P-56, P-102, Дг-2, Дг-6); в – р. Корейская (обр. C-149, C-154), руч. Широкая Падь (обр. Шр-12), р. Бол. Улитка (обр. 5/117, 5/145); г – кремни (T₁-T₂, г. Дальнегорск) [Тучкова и др., 2004]. NASC – North America shale composition [Haskin et al., 1968; Rollinson, 1995].

играть гуминовая фракция РОВ, обогащенная этими элементами [Волохин, 2013]. Присутствие в углеродистых прожилках кристаллов галита, сильвина и калий-натриевых хлоридов, свидетельствует о возможном участии в переносе некоторых элементов также и хлоридных растворов. Первичным источником золота предполагается морская вода, где концентрация AuCl₂ может достигать 44 мкг/л [Юдович, 2009]. Тонкоритмич-

ное строение “фтанитовой пачки” свидетельствует о периодической смене в придонных и иловых водах аноксидных, с сероводородным заражением, и кислородных обстановок. Эта смена обеспечивала периодическое поступление к хемоклину O/H₂S свежих морских вод, что благоприятствовало поступлению в иловые воды растворенного золота [Юдович, 2009]. Низкая степень окисленности РОВ, в котором отсутствуют карбоксиль-

Таблица 7. Химический состав благородных металлов в среднетриасовых фтанитах

№ п.п.	№ спектра	%	O	Mg	Al	Si	S	Cl	Cr	Mn	Fe	Cu	Zn	Sr	Ag	Pd	Au	Te	Сумма
1	15_08_18	Вес.	19.10	—	0.49	6.99	—	—	1.80	—	11.96	—	—	—	—	—	64.74	—	105.08
		Ат.	60.23	—	0.90	12.01	—	—	1.62	—	9.76	—	—	—	—	—	15.49	—	
2	15_08_19	Вес.	11.27	—	0.43	17.26	—	—	—	—	16.54	—	—	—	—	—	47.58	—	93.08
		Ат.	39.23	—	0.86	32.57	—	—	—	—	14.83	—	—	—	—	—	12.50	—	
3	15_08_20	Вес.	12.94	—	0.45	11.22	—	—	0.92	—	16.40	—	—	—	—	—	55.44	—	97.37
		Ат.	46.27	—	0.92	21.78	—	—	0.94	—	15.12	—	—	—	—	—	14.97	—	
4	27_08_31	Вес.	6.31	—	0.24	2.16	—	—	1.21	—	1.74	—	—	—	—	—	69.98	—	81.64
		Ат.	44.32	—	1.00	8.63	—	—	2.61	—	3.51	—	—	—	—	—	39.91	—	
5	15_08_52	Вес.	10.01	—	—	1.88	—	—	—	—	4.73	15.88	—	—	74.52	—	—	—	107.02
		Ат.	36.21	—	—	3.88	—	—	—	—	4.90	14.49	—	—	40.54	—	—	—	
6	15_08_55	Вес.	17.53	—	0.54	4.01	—	—	—	—	—	14.99	—	—	70.25	—	—	—	107.32
		Ат.	52.51	—	0.93	6.57	—	—	—	—	—	10.53	—	—	29.45	—	—	—	
7	22_08_26	Вес.	13.28	—	0.50	1.38	0.20	—	—	—	3.59	15.52	—	—	64.74	—	—	—	99.22
		Ат.	45.59	—	1.02	2.69	0.35	—	—	—	3.53	13.41	—	—	33.41	—	—	—	
8	22_08_28	Вес.	11.04	—	0.68	1.36	—	—	—	—	3.09	15.62	—	—	62.81	—	—	—	94.6
		Ат.	41.70	—	1.51	2.93	—	—	—	—	3.34	14.85	—	—	35.66	—	—	—	
9	27_08_19	Вес.	17.40	—	1.63	2.70	—	—	0.38	—	3.37	14.28	—	—	52.02	—	—	—	91.79
		Ат.	53.70	—	2.97	4.75	—	—	0.36	—	2.98	11.10	—	—	24.14	—	—	—	
10	27_08_48	Вес.	9.82	—	—	1.41	—	—	—	—	1.54	16.02	—	—	64.35	—	—	—	93.14
		Ат.	39.65	—	—	3.23	—	—	—	—	1.78	16.29	—	—	39.06	—	—	—	
11	22_08_19	Вес.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.32	—	—	88.69	—	—	—	91.02
		Ат.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.26	—	—	95.74	—	—	—	
12	22_08_20	Вес.	—	0.32	—	—	0.27	0.29	—	—	—	2.67	2.13	0.57	92.23	—	—	0.73	99.2
		Ат.	—	1.35	—	—	0.87	0.83	—	—	—	4.32	3.35	0.67	88.01	—	—	0.59	
13	22_08_21	Вес.	7.69	—	—	—	0.26	—	—	—	—	2.39	1.59	—	73.35	—	—	—	85.29
		Ат.	39.05	—	—	—	0.66	—	—	—	—	3.06	1.98	—	55.25	—	—	—	
14	22_08_23	Вес.	6.95	—	—	—	—	—	—	—	—	2.19	2.00	—	89.09	—	—	—	100.24
		Ат.	32.79	—	—	—	—	—	—	—	—	2.61	2.31	—	62.3	—	—	—	
15	22_08_33	Вес.	12.28	0.30	0.84	4.00	0.20	—	—	—	1.50	—	—	—	67.61	—	—	0.63	87.38
		Ат.	47.43	0.76	1.93	8.81	0.39	—	—	—	1.66	—	—	—	38.72	—	—	0.31	
16	5-50_22	Вес.	11.88	—	—	—	—	—	—	1.21	1.73	23.65	—	—	6.43	—	55.99	—	100.9
		Ат.	50.79	—	—	—	—	—	—	1.51	2.12	22.04	—	—	4.08	—	19.45	—	

Примечание. 1–15 – р. Огородная; 16 – р. Большая Улитка. Si и Al принадлежат опалу, кварцу и глинистым минералам, а Fe – оксигидам железа кремнисто-углеродистого заполнителя пор и трещин, с микрочастицами самородного золога. Прочерк – элемент не обнаружен.

Таблица 8. Состав интерметаллида Cu_5Zn_3 (аншлиф Ог-6)

Элемент	% (мас.)	Квадратичное отклонение	% (атом.)	Линия	Расчетный состав интерметаллида (атом. %)
O	5.94	0.39	20.63	K_series	0
Si	1.25	0.1	2.47	K_series	0
Fe	0.68	0.1	0.68	K_series	0.884
Cu	52.3	0.54	45.76	K_series	59.488
Zn	33.97	0.53	28.89	K_series	37.557
Pt	1.77	0.83	0.5	L_series	0.65
Au	1.34	0.86	0.38	L_series	0.494
Pb	2.3	0.34	0.62	M_series	0.806
Total	99.66				

ные группы, свидетельствует о длительном сохранении восстановительных условий диагенетического и катагенетического минералообразования.

Позднее происходило окисление сульфидов (пирита, халькопирита), образование сульфатов (язозита, ангидрита и части барита), оксидов и гидроксидов железа, меди и оксидов редкоземельных элементов, по-видимому, в зоне инфильтрации кислородных вод. Образование ярозита, ангидрита и других сульфатов в содержащих сульфиды черносланцевых толщах является явлением, широко распространенным в природе, и обычно связывается с серноокислотным выветриванием [Юдович, Кетрис, 2008].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тонкодисперсные минералы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня формировались длительно и многостадийно. На их ассоциации влияли многие факторы, включая состав пород питающих провинций, условия, обстановки и режим накопления автохтонного органического вещества, предопределивших среду и условия диагенеза, а также катагенетическую трансформацию минерального вещества. Большинство обломочных и глинистых минералов (кварц и КПШ, иллит, каолинит, метгаллуазит) являются аллохтонными, и представляют собой продукты размыва континентальных кор выветривания. Таким образом, главным “разбавителем” биогенного кремнезема силицитов “фтанитовой пачки” был терригенный материал, поступавший при размыве пород континентальной суши. Это согласуется со строением разреза триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня: “фтанитовая пачка” ($T_1O_2-T_2an$), и подстилающая ее пачка глинистых кремней ($T_1-T_2an_2$) и кремневых аргиллитов фиксируют начальную, трансгрессивную стадию ее накопления [Волохин и др., 2003]. Терригенными являются также некоторые акцессорные минералы: циркон, монацит и ксенотим (основные носители редкоземельных элементов), рутил или его полиморфные модификации.

Автохтонный материал (органическое вещество, коллоиды и растворы Fe и Mn, поступавшие из различных источников, фосфатные, карбонатные и другие скелетные фрагменты организмов) и морская иловая вода с растворенными в ней солями и газами играли существенную роль в процессах диагенетического и катагенетического минералообразования. Значительная часть рудных минералов, в том числе благородных металлов и интерметаллидов, имеют постдиагенетическое происхождение. Предполагается, что их образование происходило на стадии катагенеза вследствие деструкции автохтонного органического вещества, образования легко подвижных битумоидов — главных накопителей и переносчиков рудных элементов в углеродистых осадочных толщах. Однако нельзя исключить и другие возможные источники металлов. Элизионные и гидротермальные процессы, провоцируемые погружением толщ и тектоно-магматической активизацией в средне-позднеюрское, раннемеловое и поздне-меловое-палеогеновое время, также стимулировали катагенетическое минералообразование. Они послужили дополнительным фактором минеральных трансформаций автохтонного материала, определяя существенные различия минерального и химического состава пород “фтанитовой пачки”.

Длительно и устойчиво существовавшая в углеродистых толщах восстановительная среда минералообразования способствовала преимущественному сохранению большинства металлов в сульфидной, сульфосенной, самородной и интерметаллической минеральной формах. Установленные значительные региональные геохимические различия углеродистых силицитов “фтанитовой пачки” [Волохин, Иванов, 2007], накопившейся в сравнительно узкой временной диапозон, обусловлены длительной историей и различными условиями аутигенного минералообразования в разных районах Сихотэ-Алинского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурый Г.И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 136 с.

- Вассоевич Н.Б.* Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 11–59.
- Волохин Ю.Г.* Глинистые минералы геосинклинальных кремнистых пород палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 76–99.
- Волохин Ю.Г.* Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Волохин Ю.Г.* Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 64–81.
- Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Михайлик Е.В., Руденко В.С.* Мезозойские кремневые комплексы Сихотэ-Алиня // Геология окраин Азии. Т.1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 95–106.
- Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н.* Триасовая формация Южного Сихотэ-Алиня // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И.* Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
- Волохин Ю.Г., Иванов В.В.* Геохимия и металлоносность углеродистых силицифитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 4. С. 406–425.
- Волохин Ю.Г., Карабцов А.А.* Благородные металлы в углеродистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня // ДАН. 2009. Т. 426. № 1. С. 84–89.
- Волохин Ю.Г.* Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2013. 434 с.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- Казаченко В.Т., Сапин В.И.* Минералогия и генезис железомарганцевого оруденения Прибрежной зоны Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 246 с.
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В.* Геохимическая специализация углеродсодержащих толщ западного склона Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 281–291.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 229 с.
- Куцыкович М.А., Дьяконов Ю.С.* Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 147–152.
- Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др.* Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // ДАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.
- Михайлов М.А., Волохин Ю.Г.* Геохимические особенности углеродистых кремнистых пород Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 3–16.
- Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др.* Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.
- Тучкова М.И., Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Ассоциации глинистых минералов в составе триас-нижнемеловых отложений дальнегорского опорного разреза (южный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 185–199.
- Филиппов А.Н., Бурый Г.И., Руденко В.С.* Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 3. С. 26–46.
- Фролов В.Т.* Литология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Чудаева В.А., Чудаев О.В.* Особенности накопления и фракционирования редкоземельных элементов в поверхностных водах Дальнего Востока в условиях природных и антропогенных аномалий // Геохимия. 2011. № 3. С. 1–27.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.
- Юдович Я.Э.* Черные сланцы в рудогенезе золота: ресурс или барьер // Минеральное сырье Урала. 2009. № 6 (25). С. 3–11.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of Recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. V. 76. P. 467–472.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., et al.* Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth // Origin and distribution of the elements. V. 1. Oxford: Pergamon Press, 1968. P. 889–911.
- Karl S.M., Wandless G.A., Karpoff A.M.* Sedimentological and geochemical characteristics of Leg129 siliceous deposits // Proc. of ODP, Sci. Results. 1992. V. 129. P. 31–68.
- Minai Y., Matsumoto R., Watanabe Y., Tominaga T.* Geochemistry of rare earth and other trace elements in sediments from Sites 798 and 799, Japan Sea // Proc. of ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 719–737.
- Murray R.W.* Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sediment. Geology. 1994. V. 90. P. 213–232.
- Murray R.W., Buchholtz der Brink M.R., Jones D.L. et al.* Rare earth elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. V. 18. P. 268–272.
- Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Oxford, N.Y., Tokyo: Elsevier, 1984. 502 p.
- Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation // Longman Group UK Limited. 1993. Reprinted 1995. 352 p.
- Shimizu H., Masuda A.* Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation // Nature. 1977. № 266. P. 346–348.
- Volokhin Yu.G., Khanchuk A.I., Ivanov V.V. et al.* Geochemistry and gold content of the Triassic carbonaceous cherts of the Sikhote-Alin // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge (Proc. 8th Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 Aug. 2005). V. 1. Springer, 2005. P. 187–190.