

Том 70, Номер 1

ISSN 0016-7525

Январь 2025



ГЕОХИМИЯ



Журнал публикует оригинальные работы по всем разделам геохимии, космохимии, термодинамики природных процессов, геохимии органического вещества, геохимии океана и экологии.



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ГЕОХИМИЯ

Том 70 № 1 2025 Январь

Основан в январе 1956 г. академиком А.П. Виноградовым

Выходит 12 раз в год

ISSN 0016-7525

Журнал издается под руководством Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор

Ю.А. Костицын

академик РАН, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Заместитель главного редактора

О.А. Луканин

д-р геол.-минерал. наук,

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Ответственный секретарь

А.И. Буйкин

канд. геол.-минерал. наук,

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Редакционный совет:

Аллегре Клод Ж. — профессор, Институт физики Земли
Парижского университета, Франция, Париж

А. Т. Базилевский — д-р геол.-минерал. наук, профессор,
ГЕОХИ РАН, Москва

Н. С. Бортников — академик РАН, ИГЕМ РАН, Москва

А. Д. Гишини — академик РАН, ИФЗ РАН, Москва

Л. Н. Когарко — академик РАН, ГЕОХИ РАН, Москва

М. И. Кузьмин — академик РАН, Институт геохимии
им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

А. В. Соболев — академик РАН, Университет Гренобль-Альпы,
Гренобль, Франция

М. А. Федонкин — академик РАН, ГИН РАН, Москва

Хел Джеймс В. — профессор, Университет им. Брауна,
США, г. Провиденс

И. В. Чернышев — академик РАН, ИГЕМ РАН, Москва

Редакционная коллегия:

Д. Д. Бадюков — канд. геол.-минерал. наук, ГЕОХИ РАН,
Москва

А. В. Бобров — д-р геол.-минерал. наук, Московский
государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Д. А. Бушнев — д-р геол.-минерал. наук, ИГ НЦ УРО РАН,
Сыктывкар

Т. А. Велицкая — канд. геол.-минерал. наук,
ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

А. Л. Верещака — чл.-корр. РАН, Институт океанологии РАН,
Москва

А. В. Гирнис — д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии
рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, Москва

М. И. Дину — д-р геол.-минерал. наук, ГЕОХИ РАН, Москва

Е. О. Дубинина — чл.-корр. РАН, Институт геологии рудных
месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва

В. В. Ермаков — д-р биол. наук, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

М. А. Иванова — д-р геол.-минерал. наук, ГЕОХИ РАН, Москва

Ф. В. Каминский — чл.-корр. РАН, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

П. Картины — профессор, Парижский университет (VI),
Париж, Франция

В. П. Колотов — чл.-корр. РАН, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

А. Б. Кузнецов — чл.-корр. РАН, Институт геологии
и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

О. Л. Кусков — чл.-корр. РАН, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

М. А. Левитан — д-р геол.-минерал. наук, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

М. В. Лучицкая — д-р геол.-минерал. наук, ГИН РАН, Москва

Т. М. Минкина — д-р биол. наук, ЮФУ, Ростов-на-Дону

М. В. Мироненко — канд. геол.-минерал. наук,
Институт геохимии и аналитической химии

им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Т. И. Моисеенко — чл.-корр. РАН, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

А. Р. Оганов — д-р физ.-мат. наук, профессор, Сколтех, Москва

А. В. Плясунов — канд. хим. наук, ГЕОХИ РАН, Москва

В. Б. Поляков — д-р хим. наук, ГЕОХИ РАН, Москва

В. Н. Реутский — д-р геол.-минерал. наук, ИГМ СО РАН,
Новосибирск

В. С. Севастьянов — д-р техн. наук, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Е. С. Сидкина — канд. геол.-минерал. наук, ГИН РАН, Москва

С. А. Силантьев — д-р геол.-минерал. наук, Институт геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Н. В. Сорохтина — канд. хим. наук, ГЕОХИ РАН, Москва

М. Ю. Спасенных — канд. хим. наук, профессор, Сколтех,
Москва

Н. Д. Толстых — д-р геол.-минерал. наук, ИГМ СО РАН,
Новосибирск

Хернлунд Джон — профессор, Токийский технологический
институт

А. Ф. Шацкий — д-р геол.-минерал. наук, профессор РАН,
ГЕОХИ РАН, Москва

А. А. Ширяев — д-р хим. наук, профессор РАН, ИФХЭ РАН,
Москва

Зав. редакцией **И.В. Корочанцева**

Адрес редакции: 119991 Москва, ГСП-1, ул. Косыгина, 19, ГЕОХИ РАН,
тел.: (499)137-87-22; факс: (495) 938-20-54, e-mail: geokhimiya@geokhi.ru

Москва

ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 70, номер 1, 2025

Узкий диапазон изотопных вариаций свинца в обширной Чаткало-Кураминской рудной провинции (Срединный Тянь-Шань) и источники ее Au, Ag и многометальной крупномасштабной минерализации: данные высокоточного изучения изотопного состава свинца

И. В. Чернышев, А. В. Чугаев, В. А. Коваленкер 3

Архейский возраст гранито-гнейсовых комплексов Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона

М. О. Аносова, О. В. Астраханцев, А. В. Постников, А. А. Федотова, Т. И. Кирилова, М. М. Фугзан, И. А. Сабиров 38

Особенности дифференциации щелочных пород Ильменогорского миекитового массива: новые минералого-геохимические данные

Е. С. Сорокина, Е. В. Медведева, А. Б. Немов, М. А. Рассомахин, Л. Н. Когарко 61

Условия формирования золотого оруденения Спокойнинского узла (Алданский щит)

В. Н. Кардашевская, Л. А. Кондратьева, Е. О. Шапаренко, Г. С. Анисимова 74

Актиниды в почвенной хронопоследовательности поймы реки Амур

А. В. Мартынов 89

CONTENTS

Vol. 70, No. 1, 2025

Low Pb Isotopic Variations in the Extensive Chatkal–Kurama Ore Province, Middle Tien Shan, and Sources of the Large Scale Au, Ag, and Multimetal Mineralization: Evidence from High-Precision Pb Isotope Data <i>I. V. Chernyshev, A. V. Chugaev, V. A. Kovalenker</i>	3
The Archean Age of Granite-Gneiss Complexes from the Kama-Vyatka Zone (the Volga-Ural Segment, East European Craton) <i>M. O. Anosova, O. V. Astrakhantsev, A. V. Postnikov, A. A. Fedotova, T. I. Kirnozova, M. M. Fugzan, I. A. Sabirov</i>	38
Differentiation Features of Alkaline Rocks in Ilmen Miaskite Massif: New Mineralogical and Geochemical Data <i>E. S. Sorokina, E. V. Medvedeva, A. B. Nemov, M. A. Rassomakhin, L. N. Kogarko</i>	61
Formation Conditions of Gold Mineralization in the Spokoininsky Ore Cluster, Aldan Shield, Russia <i>V. N. Kardashevskaya, L. A. Kondratieva, E. O. Shaparenko, G. S. Anisimova</i>	74
Actinides in the Soil Chronosequence of the Amur River Floodplain <i>A. V. Martynov</i>	89

УЗКИЙ ДИАПАЗОН ИЗОТОПНЫХ ВАРИАЦИЙ СВИНЦА В ОБШИРНОЙ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ИСТОЧНИКИ ЕЕ Au, Ag И МНОГОМЕТАЛЬНОЙ КРУПНОМАСШТАБНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ: ДАННЫЕ ВЫСОКОТОЧНОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА

© 2025 г. И. В. Чернышев*, А. В. Чугаев, В. А. Коваленкер

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ)

Российской Академии наук,

пер. Старомонетный, 35, Москва, 119017 Россия

**e-mail: cheriv1935@gmail.com*

Поступила в редакцию 09.05.2024 г.

После доработки 26.07.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

Чаткало-Кураминский регион Срединного Тянь-Шаня является суперкрупной порфирово-эпитермальной золоторудной провинцией. В этой палеовулканической области локализованы Au, Ag и полиметаллические месторождения мирового класса (Кальмакыр, Кочбулак, Канимансур и другие). С помощью высокоточного ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS метода изотопного анализа свинца изучена коллекция, включающая 63 рудных образца (из них 47 галенит) из 18 месторождений, представляющие известные в регионе типы Au-Ag, Au-Ag-полиметаллических и Cu-Au-Mo месторождений, а также 21 образец магматических пород региона, для которых изотопный состав свинца определялся в минеральных фракциях полевых шпатов. Вариации величин изотопных отношений свинца рудных месторождений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ находятся в узком диапазоне значений, соответственно 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412 и 38.0385–38.2380. Эти вариации в относительном выражении составляют 0.94 %, 0.33 % и 0.52 % соответственно и являются одними из минимальных среди рудных провинций мира. Еще более высокой (в 2–5 раз) степенью гомогенности характеризуется изотопный состав свинца конкретных месторождений. Изотопный состав свинца месторождений и рудных полей Чаткало-Кураминского региона не зависит от их минерального состава и геохимического профиля, а определяется геологической позицией месторождений в регионе. Обнаруженное близкое сходство изотопного состава свинца рудных месторождений и позднепалеозойских гранитоидов поддерживает представления о генетической связи крупномасштабной Au, Ag и полиметалльной минерализации с магматизмом, развивавшимся в субдукционной обстановке. Представляет особый интерес факт идентичности изотопного состава свинца Cu-Au-Mo порфирового месторождения Кальмакыр и совмещенного с ним в пространстве Au-эпитермального месторождения Актурпак, свидетельствующий о единстве источников рудоносных растворов этих месторождений, различных по составу и P – T условиям образования. Изотопный состав и его эволюционные модельные характеристики по модели Стейси–Крамерса определяют (в согласии с данными по Sr и Nd) свинец пород и месторождений региона как среднекоровый, характерный для островодужных областей андийского типа. Мантийной составляющей источника рудоносных магм региона являлось вещество мантийной литосферы и океанической коры, подвергшееся частичному плавлению в субдукционной обстановке в зоне мантийного клина. Повышенное относительно среднекорового значение параметра Th/U, лежащее в диапазоне 3.86–3.99, свидетельствует о значительном вкладе вещества докембрийских пород фундамента Чаткало-Кураминского террейна в петрогенезис рудоносных магм.

Ключевые слова: Чаткало-Кураминский регион, порфирово-эпитермальные системы, изотопный состав Pb, метод MC-ICP-MS, источники вещества

DOI: 10.31857/S0016752525010017, EDN: GQEYBW

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопных характеристик месторождений и их корреляций с особенностями пород, строением, возрастом и эволюцией тектонических бло-

ков, к которым приурочены месторождения, представляет сейчас один из главных инструментов при решении таких фундаментальных вопросов, как природа источников рудных компонентов, их от-

носительный вклад в формирование рудной минерализации различного состава и возраста. Результаты, полученные в этом направлении, отражены в целом ряде публикаций, например (Sillitoe, Hart, 1984; Puig, 1988; Wörner et al., 1992; Bouse et al., 1999; Tosdal et al., 1999; Tosdal, Munizaga, 2003; Chiaradia et al., 2004; Kamenov et al., 2007; Audetat et al., 2008; Kamenov et al., 2013; Saunders et al., 2016; Чернышев и др., 2008, 2011а,б, 2018; Чугаев и др., 2020).

Особый интерес для изотопно-геохимических, как и для других исследований, представляют регионы с экстремальным концентрированием металлов

на участках земной коры, представляющих собой целые рудные провинции. К ним относится Чаткало-Кураминский регион, свинцово-изотопному изучению которого посвящена настоящая работа.

Чаткало-Кураминская рудная провинция Среднего Тянь-Шаня (рис. 1) является одним из редких примеров палеовулканических областей доэоценового возраста с хорошо сохранившимися порфировыми, эпитермальными и скарновыми месторождениями и принадлежит к числу крупнейших золотосеребряных провинций мира. Суммарные (разведанные и прогнозные) ресурсы золота в порфиро-

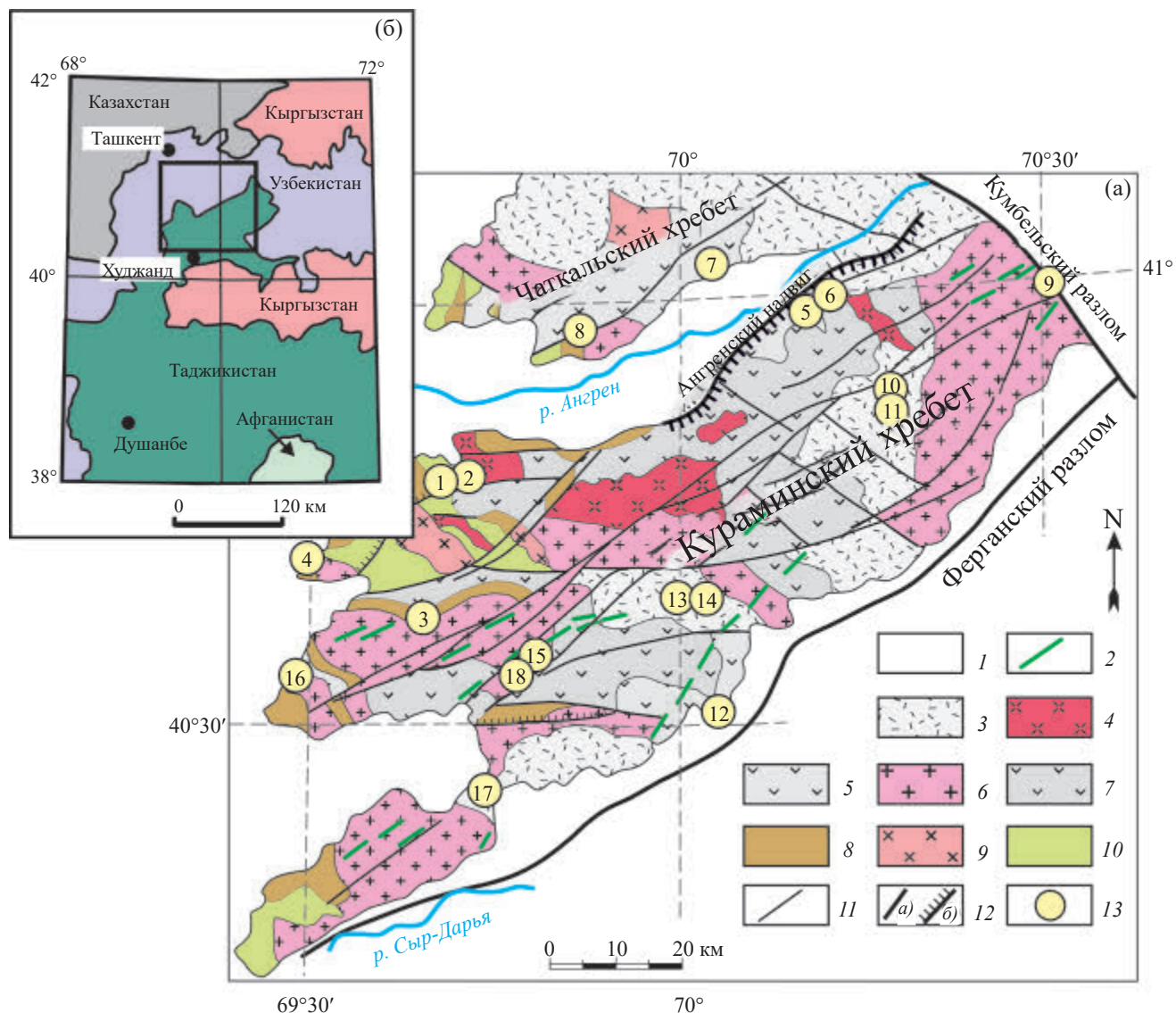


Рис. 1. Геологическая схематическая карта Чаткало-Кураминского региона (а) (по Коваленкер и др., 1997, с добавлениями) с мелкомасштабной схемой положения региона (б).

1 — четвертичные отложения; 2 — дайковые пояса (диабазовые порфиры, фельзит-порфиры); 3 — площади преимущественного распространения вулканоплутонического комплекса C₂-P₁; 4 — гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфиры C₂; 5 — андезитодациты, кварцевые порфиры, их туфы C₂; 6 — гранодиориты, граниты и диориты карамазарского типа C₂; 7 — вулканические породы C₂; 8 — карбонатные породы D₃-C₁; 9 — гранодиорит- и гранит-порфиры D₁-S₂; 10 — сланцы, роговики, спилиты S-O; 11 — региональные разломы; 12 — глубинные разломы (а) и надвиги (б); 13 — изученные месторождения и их номера в соответствии с табл. 1 (1 — Кальмакыр; 2 — Актурпак; 3 — Алтын-Топкан; 4 — Иккиджолон; 5 — Кочбулак; 6 — Кайрагач; 7 — Кызылалмасай; 8 — Акчасай; 9 — Пирмираб-2; 10 — Лашкерек; 11 — Учкыз; 12 — Апрельевка; 13 — Восточный Канимансур; 14 — Замбарак; 15 — Канджол; 16 — Курусай; 17 — Янгикан — Чорух-Дайрон; 18 — Школьное).

вых и эпитеpmальных месторождениях Алмалыкского и Ангреноского районов составляют по разным оценкам от 2–3 до 4–5 тыс. т (Shayakubov et al., 1999; Альпиев, Кулешов, 2013).

Это позволило рассматривать этот регион как суперкрупную порфирово-эпитеpmальную золоторудную провинцию (Kovalenker et al., 2008). В то же время и ресурсы серебра в Карамазарском районе с учетом гигантского серебро-порфирового месторождения «Большой Канимансур», содержащего 50 тыс. т Ag (Потапьев, 2003), достигают многих десятков тыс. т. Чрезвычайно высокая золотоносность-сереброносность Чаткало-Кураминского региона и одновременно его высокая рудонасыщенность по полиметаллам во многом обуславливают неубывающий интерес к этому региону со стороны науки и практической геологии.

Первые результаты свинцово-изотопного изучения месторождений Чаткало-Кураминского региона были получены в ИГЕМ РАН более 30 лет назад в рамках научной темы по изучению месторождений золота в континентальных поясах (Эндегенные источники..., 1987). В упомянутой монографии изотопные составы свинца приведены только в графической форме. Цифровые изотопные данные и более подробное их обсуждение представлены в научных отчетах по этой теме, находящихся в фондах ИГЕМ РАН. Изученная коллекция образцов ограничивалась семью Au-Ag эпитеpmальными месторождениями региона и некоторыми магматическими породами. Полученные данные показали схожесть изотопных характеристик изученных месторождений и магматических пород и свидетельствовали в пользу смешанного происхождения рудного свинца. Достаточно узкий диапазон региональных вариаций изотопного состава свинца всего в 3–4 раза превышал стандартную погрешность (~0.2–0.3 %) измерения изотопного состава свинца методом термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS), который в прошлом столетии был единственным рабочим методом изотопного анализа в геохимии изотопов свинца и в том числе применялся нами в вышеупомянутой работе. Свинцово-изотопное изучение месторождений и районов при подобном соотношении «масштаб вариаций – погрешность измерения» представлялось нам не перспективным.

Позднее, уже в начале 21-го столетия были опубликованы отдельные результаты измерений изотопного состава свинца, полученные методом TIMS по рудным минералам некоторых месторождений Чаткало-Кураминского региона. Результаты по галениту и самородному золоту из эпитеpmальных месторождений Пирмираб-2 и Кочбулак (Металогения золота..., 2012) значительно (особенно по отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) отличаются от наших данных и в настоящей статье не рассматриваются. В более ранней обстоятельной работе (Chiaradia et al., 2006) изучено всего три рудных образца из месторождения

Чаткало-Кураминского региона (Кочбулак, Кальмакыр), однако в этой работе приводятся изотопно-свинцовые данные по 40 минералам из некоторых золоторудных месторождений разного типа, локализованных в структурах регионов Срединного, Северного и Южного Тянь-Шаня, соседних с Чаткало-Кураминским. Эти данные обсуждаются в настоящей статье в контексте интерпретации наших новых результатов по Чаткало-Кураминскому региону. Кроме того, также методом TIMS были получены довольно многочисленные данные по *валовым пробам* магматических пород Чаткало-Кураминского региона и соседних с ним террейнов Западного Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2017; Dolgoplova et al., 2017). Мы не использовали эти данные для прямых сопоставлений с результатами, вновь полученными в настоящей работе, ввиду высоких содержаний урана и тория (или отношений U/Pb Th/Pb) в породах региона и обусловленных этим обстоятельством недопустимо большими погрешностями определения в валовых пробах пород интересующих нас начальных изотопных составов свинца. Эти погрешности составляют от нескольких долей % до 1.5 % и сильно превосходят саму измерительную погрешность метода TIMS. Необходимые пояснения сделаны в разделах «Результаты» и «Объекты изотопного изучения свинца».

Свинцово-изотопное изучение Чаткало-Кураминского региона, результаты которого представлены в настоящей статье, базируется на применении высокоточного варианта метода многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) (Rékhamper, Halliday, 1997). Новые возможности, которые привнес метод MC-ICP-MS в изучение вариаций изотопного состава свинца (Collerson, 2002; Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2007, 2008, 2011б и другие работы), связаны с 10-кратным (по сравнению с методом TIMS) снижением погрешности измерения изотопных отношений и доведением ее до уровня ± 0.02 – 0.005 %. Такая точность позволяет: получать достоверную картину распределения изотопного состава обыкновенного свинца, ограниченную уровнем неопределенности всего 0.02–0.03 %; фиксировать малые различия изотопного состава, лежащие в пределах 0.1 % и определенно коррелирующие с геологической историей изучаемых пород и минералов; выявлять короткие эволюционные тренды изотопного состава, несущие информацию о процессах смешения свинца, поступавшего из различных источников.

Круг объектов, изученных в настоящей работе, включает 63 минерала из 18 месторождений, представляющих известные в регионе типы Au–Ag, Au–Ag–полиметаллических и Cu–Au–Mo месторождений, различающихся по составу минерализации и генезису, а также 21 образец магматических пород ре-

гиона. В связи с общим интересом к сравнительному изучению изотопного состава свинца пород и рудных месторождений региона, особое внимание в настоящей работе было уделено задаче определения начальных изотопных составов свинца, т. е. составов, отвечающих в масштабе геологического времени моментам образования изучаемых объектов.

При точности $\pm 0.02\%$, с которой методом MC-ICP-MS проводится измерение изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галените и других рудных минералах, необходимо было реализовать аналогичные (или близкие) по точности определения начальных значений этих отношений в магматических породах. Поэтому в качестве непосредственных объектов анализа свинца в интрузивных и вулканических породах в настоящей работе использовались выделенные из пород мономинеральные фракции полевых шпатов. Это позволило в значительной степени избежать погрешностей, возникающих при «коррекции на возраст»¹ изотопных отношений свинца в системах с высокими величинами U/Pb и Th/Pb отношений. Связанные с этим вопросы рассмотрены в следующих разделах настоящей статьи.

В результате проведенных исследований определены начальные изотопные отношения свинца в различных типах рудных месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминской провинции; дана интерпретация полученных результатов; определены особенности изотопного состава свинца и эволюционные характеристики его источников; с привлечением ранее опубликованных изотопно-геохимических данных по Sr и Nd идентифицированы мантийная и коровая составляющие источников рудоносных магм и месторождений Au, Ag и полиметаллов Чаткало-Кураминского региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

За почти 100-летний период изучения и горно-промышленного освоения Чаткало-Кураминского региона опубликовано большое количество работ, составляющих сегодня основу геологических знаний об этом регионе. Ниже в кратком изложении приводятся данные о строении, геологической эволюции, металлогении и рудных месторождениях Чаткало-Кураминского региона, которые в контексте настоящей статьи представляются наиболее существенными.

Чаткало-Кураминский регион расположен в западной части Срединного Тянь-Шаня на территории хребтов Чаткальского, Кураминского

и Могол-Тау (рис. 1, Konopelko et al., 2017). В тектоническом отношении регион принадлежит к структурам Тяньшаньского орогена, являющегося фрагментом Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). Согласно тектонической модели Тяньшаньского орогена, развиваемой в последние десятилетия (Зоненшайн и др., 1990; Sengor et al., 1993; Куренков и др., 1995; Mikolaichuk et al., 1997; Biske, Seltmann, 2010; Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017 и другие работы), его структуры сформировались в палеозое в результате субдукции океанической плиты Палео-Туркестанского океана под Сырдарьинско-Таримский (Палео-Казахстанский) палеоконтинент. В процессе субдукции и последующей коллизии мегаблоков в западной части Тянь-Шаня сформировались три главные структуры: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. *Северный Тянь-Шань* представляет деформированную окраину Палео-Казахстанского континента. *Южный Тянь-Шань* рассматривается как интенсивно деформированная окраина складчато-надвигового пояса, образованного во время финального закрытия Палео-Туркестанского океана. *Срединный Тянь-Шань* является позднепалеозойским вулканоплутоническим поясом, который на территориях к западу от Талас-Ферганского разлома, включающих Чаткало-Кураминский регион, представлен образованиями Бельтау-Кураминской вулканической дуги карбонового возраста. Последние несогласно перекрывают и пересекают образования более раннего силурийско-раннедевонского дугового пояса, которые сформировались на каледонском и/или докембрийском основании на ранней стадии эволюции Палео-Туркестанского океана в результате направленной на север (в современных координатах) субдукции (Seltmann et al., 2011). Среди позднепалеозойских магматических пород в пределах Чаткало-Кураминского региона выделяются как субдукционные (C_1 - C_2)², так и постсубдукционные (P_1) комплексы.

Первые из них, развитые в Тянь-Шане исключительно западнее Талас-Ферганского разлома, в Чаткало-Кураминском регионе представлены гранитными интрузиями известково-щелочного состава и вулканическими толщами (Shayakubov, 1998; Seltmann et al., 2005, 2011). Постсубдукционные комплексы пород P_1 характерны для всех террейнов Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2007). В Чаткало-Кураминском регионе они представлены малыми интрузиями (субвулканические тела и дайки

¹ Коррекция изотопных отношений свинца на радиогенную добавку изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , которая происходит в породах и минералах за счет распада U и Th в течение отрезка времени, разделяющего интересующее нас геологическое событие и настоящий момент времени.

² Здесь и далее стратиграфическая привязка дается согласно цифровым границам международной стратиграфической шкалы (Cohen et al., 2019). При этом принимается двухчленное деление карбоновой системы/периода на C_1 (миссисипская подсистема) и C_2 (пенсильванская подсистема).

гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, фельзитов) и их эффузивными фациями (игнимбриты, туфы, туфолавы, риолиты и трахириолиты) (Геология и полезные ..., 1998). Присутствие в Чаткало-Кураминском регионе послепермских магматических пород достоверно не установлено.

Геологическое строение Чаткало-Кураминского региона определяется, прежде всего, широким распространением здесь продуктов интрузивного и эффузивного известково-щелочного магматизма, формировавшихся в течение всего палеозоя, максимум которого пришелся на период C_1-C_2 . В основании палеозойского разреза залегают породы терригенной флишоидной формации O-S, которые состоят из слабометаморфизованных глинистых сланцев и песчаников. Они прорываются телами плагиогранитов и адамеллитов и перекрываются вулканитами среднего и кислого состава раннедевонского возраста, которые включают андезиты, дациты и их туфы. Средний палеозой (D_3-C_1) представлен фрагментами мощной терригенно-карбонатной толщи. Средне- и позднедевонские породы в основном представлены песчаниками, илистыми и доломитовыми известняками и доломитами. Среди раннекарбоновых пород преобладают в основном известняки, в том числе кремнистые, а позднекарбоновые породы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками и вулканитами среднего и кислого состава.

Позднепалеозойские кислые магматические породы (C_2-P_1) характеризуются развитием малых интрузий (субвулканические тела и дайки гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, фельзитов и фельзит-порфиров) и эффузивных фаций (игнимбриты, туфы, туфолавы, флюидальные риолиты и трахириолиты) (Геология и полезные..., 1998). Предполагается, что эти породы образовались на каледонском и/или докембрийском основании в результате направленной на север субдукции во время эволюции и закрытия Палеотуркестанского океана на юге (Seltmann et al., 2011).

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Металлогенические особенности Чаткало-Кураминского региона определяются широким распространением в нем Cu–Au–Mo-порфировых, Au–Ag–Se-, Au–Ag–Te–Se- и Ag–Pb–Zn–Bi-эпитермальных, а также Ag–Pb–Zn-скарновых месторождений (Shayakubov, Dalimov, 1998;). Кроме того, в регионе широко распространены U–Mo-месторождения (Лаверов и др., 2012), которые здесь не рассматриваются. Считается (Seltmann et al., 2011), что подобная металлогеническая специализация типична для областей, формирование которых было связано с обстановками субдукции. По преобладанию того или иного типа рудной минерализации и в соответствии с ее металлогеническим профилем Чаткало-Кураминский регион

подразделен на три основных рудных района: *Алмалыкский*, *Ангренский* и *Карамазарский*. Первые два из этих районов расположены соответственно на северо-западных склонах Кураминского и юго-восточных отрогах Чаткальского хребтов, третий охватывает юго-восточные склоны Кураминского хребта (рис. 1).

В *Алмалыкском* рудном районе локализованы крупные, мирового класса Cu–Au–Mo-порфировые месторождения (Кальмакыр, Сарычек, Дальнее), а также крупные Ag–Pb–Zn скарновые месторождения Алтын-Топкан и Курганшинкан, которые контролируются зоной субширотного Южно-Ангренского разлома (рис. 1). Породами, вмещающими Cu–Au–Mo рудную минерализацию порфировых месторождений Алмалыкского района, являются кварцевые монцититы и гранодиориты, а формирование месторождений связывается с позднепалеозойскими интрузиями порфировых гранитоидов среднего-кислого состава (Golovanov et al., 1986; Cheng et al., 2018). В Алмалыкском районе также известны эпитермальные золоторудные месторождения, как например, изученное нами месторождение Актурпак, крутопадающие кварц-сульфидные жилы которого с комплексной Au–Ag–Bi–Te–Pb–Zn–As минерализацией обнаруживают отчетливую пространственную и временную связь с месторождением Кальмакыр, предполагающую их формирование в рамках единой порфирово-эпитермальной рудообразующей системы (Коваленкер и др., 2007; Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004). Здесь также известно значительное число эпитермальных золоторудных месторождений, обычно мелких и средних по размеру, которые не играют заметной роли в общем балансе золота этого района. Поэтому в целом по наиболее промышленно-значимому типу месторождений этот рудный район может быть назван *золото-порфировым*.

Ангренский рудный район характеризуется преимущественным распространением эпитермальных месторождений, отличающихся разнообразным геохимическим профилем (Au–Ag, Au–Ag–Te, Au–Bi–Te–Se, Au–Pb–Zn, Ag–Pb–Zn), типами минерализации (низко-сульфидизированные – LS, промежуточно-сульфидизированные – IS, и высоко-сульфидизированные – HS). К наиболее промышленно важным относятся Au–Ag месторождения Кызылалмасай (LS-IS тип), Au–Ag–Te Кочбулак и Au–Bi–Te–Se Кайрагач (HS-IS типа). Ag–Pb–Zn-руды месторождений Лашкерекского рудного поля (IS-HS тип) не играют существенной роли в балансе золота этого района. Геологическая позиция Au–Ag месторождения Кызылалмасай (LS-типа) и Au–Pb–Zn месторождения Акчасай (IS-тип) определяется их расположением на юго-восточных отрогах Чаткальского хребта в пределах Шаваз-Дукентского грабена, который

сложен породами каледонского (метаморфические сланцы и гранитоиды силурийского возраста) и герцинского этапов (интрузивные и вулканогенные комплексы C_1 – C_2 , малые порфировые интрузии и дайки C_2 – P_1) (Пирназаров, Колоскова, 2005). Иную позицию занимают эпитермальные месторождения, расположенные на северо-западных склонах Кураминского хребта. Месторождения Кочбулак и Кайрагач залегают среди андезито-дацитовых вулканитов акчинской и надакской свит (C_1 – C_2) Караташской кальдеры, которая находится в северной части Лашкерекской мульды проседания, на пересечении Южно-Ангренской и Лашкерек-Дукентской зон глубинных разломов (Islamov et al., 1999). В южной части мульды, сложенной субвулканическими кислыми породами C_2 – P_1 , располагаются эпитермальные серебро-полиметаллические месторождения Лашкерекского рудного поля (IS-тип).

В целом, с учетом значимости золота в металлогеническом профиле распространенных месторождений в Ангренском рудном районе, он может быть назван *золото-эпитермальным*.

Кармазарский рудный район, как уже отмечалось, занимает территорию юго-восточных отрогов Кураминского хребта и характеризуется широким развитием постколлизийного магматизма (C_2 – P_1), представленного известково-щелочными калиевыми гранитами кармазарского комплекса и мощными раннепермскими вулканическими толщами (Потапьев 2003; Shayakubov, Dalimov, 1998). Ярко выраженная серебро-полиметаллическая специализация металлогении этого района обеспечивается, прежде всего, широким развитием Ag–Pb–В-эпитермальных (Канимансурское и Канджолское рудные поля) и Pb–Zn-скарновых (Кансайское и Курсайское рудные поля) месторождений, при незначительной роли собственно золоторудной минерализации (Школьное, Апрельевка и др.). В этой связи Кармазарский рудный район рассматривается как *серебро-полиметаллический*.

Основные характеристики изученных месторождений приведены в табл. 1.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

При рассмотрении имеющихся по Чаткало-Кураминскому региону изотопно-геохронологических данных следует отметить трудности, с которыми изотопное датирование сталкивается в этом регионе.

Они вызваны низкотемпературными гидро-термальными изменениями, которым в перм-триасовое время подверглись породы Чаткало-Кураминского региона и которые привели к избирательному нарушению замкнутости их геохрономет-

рических изотопных систем. Изучение минералогических и изотопных признаков нарушений К–Ag и Rb–Sr систем породообразующих минералов (Волков и др., 1997; Чернышев и др., 2011) показало, что эти нарушения сводятся исключительно к потере радиогенных изотопов аргона и стронция минералами, (т. е. к «омоложению» определяемого возраста), а случаи его «удревнения» не доказаны. Обнаружена зависимость степени «омоложения» возраста, определявшегося по минералам порфировых вкрапленников полевых шпатов и биотита, от степени их измененности. Некоторые подходы, примененные при подборе датируемого материала и интерпретации данных, позволили получить не искаженные датировки или датировки близкие к действительному возрасту пород. Сюда, например, относится использование вкрапленников прозрачного, структурно не преобразованного санидина для К–Ag и ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования, применение изохронного Rb–Sr метода при использовании валовых проб пород и составляющих их минералов.

В результате определений U–Pb возраста пород по циркону, проведенных в последние годы с помощью методик SHRIMP и LA-ICP-MS (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Cheng et al., 2018 a,b) получено несколько серий в большинстве случаев непротиворечивых геохронологических данных, которые вместе с отдельными более ранними Rb–Sr, К–Ag и ^{40}Ar – ^{39}Ar датировками наметили временное положение эпох палеозойского магматизма в Чаткало-Кураминском регионе. Возраст конкретных пород и границы проявленных в регионе эпох магматизма в будущем, возможно, будут уточнены, по мере того как для датирования пород по циркону будет применяться высокоточный традиционный метод U–Pb (ID TIMS), который (в отличие от SHRIMP и LA-ICP-MS технологий U–Pb метода) позволит контролировать постформационную потерю цирконом радиогенного свинца или присутствие в цирконе древнего радиогенного свинца. Состояние U–Pb систем циркона в породах Чаткало-Кураминского региона остается пока вопросом открытым, хотя имеет важное значение для оценки соответствия U–Pb датировок действительному возрасту пород.

Наиболее древняя датировка 505 ± 6 млн лет получена по циркону из плагиогранитов, связанных с офиолитами в районе Султан-Увас, в крайнем западном сегменте Западного Тянь-Шаня, расположенном примерно в 800 км северо-западнее Чаткало-Кураминского региона (Dolgoplova et al., 2017). Датировка офиолитовой ассоциации ~505 млн лет, отвечающая позднему кембрию, интерпретируется как время раскрытия Палео-Туркистанского океана.

Продолжительный (O–S₁) период глубоководного осадконакопления, происходившего в островодужной обстановке и аккреции дуги к Палео-

Таблица 1. Краткая характеристика изученных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№ на рис. 1	Название месторождения	Координаты	Тип месторождения*	Геохимический профиль минерализации	Вмещающие породы	Характерные рудные минералы**	Характерные жильные минералы**
Алмалыкский рудный район							
1	Кальмакыр	40°48'34"N 69°38'50"E	Cu-Au-(Mo)-порфировый	Cu, Au (Mo, Re, Ag, As, Se, Te)	Риолиты D ₁ , сиенито-диориты алмалыкского комплекса (C ₁), граниты и гранодиорит-порфиры (C ₃)	Ccp, Mlb, Bn, Cc, Po, Tn-Td, Au-nat., Mgt, Hem	Qtz, Ms, Bt, Chl, Crb, Anh-Gp
2	Актурпак	Близки координатам м-ния Кальмакыр	Au-эпитемальный (HS-IS)	Au (Ag, Cu, Pb, Zn, W, Bi, As, Te, Sn)	Сиенито-диориты алмалыкского комплекса (C ₁), терригенно-карбонатные породы (D ₃)	Pu, Ccp, En, Tn-Td, Cc, Bn, Ag-Bi-tel, Cu-Bi-ss, Cu-Sn-ss, Au-nat	Qtz, Kfs, Ms, Bt, Chl, Crb
3	Алтын-Топкан	40°37'57"N 69°36'38"E	Pb-Zn-(Ag)-скарновый	Pb, Zn (Ag, Bi, Cu)	Известняки, доломиты, мергели (D ₁₋₂ и C ₁), пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые скarnы, гранодиорит	Gn, Sp, Cp, Py, Mgt, Td-Tn, Ag-ss	Px, Rt, Grt, Crb, Qtz
4	Иккиджелон	40°41'58"N 69°26'44"E	Au-кварц-сульфидный жильный	Au (As, Pb, Zn, Cu)	Песчаники, сланцы (O-S), диориты C ₂	Py, Apy, Gn, Sp, Ccp, Tn, As-Sb-ss, Au-nat	Qtz, Ser, Chl, Crb
Ангренский рудный район							
5	Кочбулак	40°56'27"N 70°07'14"E	Au-Ag-Te эпитемальный (HS-IS)	Au, Ag, Te (Cu, Sb, Bi, Pb, Sn)	Вулканы андезитоадапаци-товой формации (C ₂₋₃),	Py, Ccp, Td-Gdf, Fm, Gn, Sp, Ag-Bi-Cu-Pb-ss, Cu-Sn-ss, Sb-As-ss, Au-nat, Te-nat, Au-Ag-Pb-Bi-tel	Qtz, Crb, Ba, Al, Dsp, Prl, Ser, APS, Chl
6	Кайрагач	40°58'18"N 70°09'30"E	Au-Ag-Te-Se эпитемальный (HS-IS-LS)	Au (Cu, Ag, Bi, Sb, As, Sn, Se, Te, Hg)	Вулканы андезитоадапаци-товой формации (C ₂₋₃)	Py, Cp, Td-Tn-Gdf, Fm-Lzn, Ag-Cu-Pb-Bi-ss, Cu-Sn-ss, Ag-Sb-As-ss, Au-nat, El, Te-nat, Bi-Pb-sel, Au-Ag-Pb-Bi-tel, Cst	Qtz, Ba, Anh, Crb, Al, Dsp, Ser-Sm, APS, Chl
7	Кызылалма-сай	40°48'50"N 69°38'39"E	Au-Ag эпитемаль-ный (LS)	Au, Ag (As, Sb, Se)	Вулканы андезитоадапаци-товой формации (C ₂₋₃), каледонские гранитоиды фундамента с ксенолитами сланцев (O-S)	Py, Cp, Tn-Td, Ag-Sb-As-ss, El, Ag-nat, Ag-Sb, Ag-sel	Qtz, Carb, Ser-Sm, Chl, Ba
8	Акчасай	40°56'42"N 69°54'09"E	Au-Zn-Pb-эпитемальный (IS-LS)	Au (Ag, Cu, Bi, Te, Se, Pb, Zn, Sb)	Игнимбриты, туфы риодацитов (D ₁)	Sp, Gn, Py, Cp, Td-Tn, Sb-ss, Au-Ag-tel	Qtz, Crb, Chl, Ser

Таблица 1. Окончание

№ на рис. 1	Название месторождения	Координаты	Тип месторождения*	Геохимический профиль минерализации	Вмещающие породы	Характерные рудные минералы**	Характерные жильные минералы**
9	Пирмираб-2	41°00'15"N 70°43'36"E	Au-Ag-эпитермальный (LS)	Au, Ag (Bi, Se, Te)	Вулканисты наadakской свиты (C ₂₋₃) и суб-вулканические интрузии куюдинского комплекса (P ₁)	Pu, Cp, Gn, Sp, Td-Tn, Ag-Sb-As-ss, Bi-ss, Au-nat, Au-Ag-tel	Qtz, Crb, Ser-III, Chl, Grt
10	Лашкерек	40°53'04"N 70°17'42"E	Ag-Pb-Zn эпитермальный (IS-LS)	Ag-Pb-Zn-(Cu, Au, Bi, Sb, As, Mo)	Кислые вулканисты оясайской свиты (C ₃ -P ₁) и экструзивные тела наadakской свиты (C ₂₋₃)	Gn, Sp, Cp, Pu, Td-Tn-Frb, Bo, Cc, Ag-nat, Ag-ss, Cu-Bi-ss	Qtz, Crb, Chl, Ser, Ba
11	Учкыз	40°52'13"N 72°13'40"E	Au эпитермальный (HS-LS), на глублине — Cu-Au-Mo порфировый (?)	Au (Mo)	Кислые вулканисты (C ₂₋₃) и (C ₃ -P ₁)	Pu, Mlb, Ccp	Qtz, Ser, Chl, Crb
Карамазарский рудный район							
12	Апрелевка	40°29'32"N 70°03'20"E	Au-Ag эпитермальное (LS)	Au-Ag	Флюидальные фельзиты и фельзит-порфиры (C ₃ -P ₁)	Pu, El, Gn, Ccp, Sp	Qtz, Ad, Crb, Ba, Ser
13	Восточный Канимансур	40°37'11"N 69°58'33"E	Ag-Pb-Zn эпитермальное (IS-LS)	Ag (Pb, Zn, Cu)	Флюидальные фельзиты и фельзит-порфиры (C ₃ -P ₁)	Gn, Sp, Ccp, Pu, Td-Tn-Frb, Ag-nat, Ag-ss	Qtz, Fl, Car, Ser
14	Замбарак	40°39'02"N 69°53'47"E	Ag-Pb-Zn эпитермальное (IS-LS)	Pb, Zn (Cu, Ag Bi)	Флюидальные фельзиты и фельзит-порфиры (C ₃ -P ₁)	Gn, Sp, Ccp, Pu, Ag-ss; Bi-ss	Qtz, Crb, Brt, Ser-III
15	Канджол	40°37'03"N 69°46'53"E	Ag-Pb-Zn эпитермальное (IS-LS)	Ag (Pb, Zn, Cu, Bi, Se, Cd)	Гранодиориты карамазарского комплекса (C ₂)	Gn, Sp, Pu, Cp, Td-Tn-Frb, Po, El, Ag-ss, Bi-ss, Ag-nat	Qtz, Crb, Brt, Kfs, Ser-III
16	Курусай	40°34'22"N 69°23'22"E	Pb-Zn-скарновое	Pb, Zn	Известняки (C ₁), гранат-пироксеновые скарны	Sp, Gn, Ccp, Pu, Po	Crb, Grt, Px, Qtz, Ep, Ser
17	Янгикан (Чорух-Дайрон)	40°23'51"N 69°41'16"E	Pb-Zn-(Mo,W)-скарновое	Pb, Zn (Mo, W)	Позднепалеохойские диориты и гранодиориты музбекского комплекса эффузивы кислого и среднего состава; скарны	Sp, Gn, Ccp, Pu, Mlb, She	Alb, Grt, Crb, Bt, Qtz, Tur, Ep
18	Школьное	40°35'2"N 69°41'6"E	Au-Ag эпитермальный (LS)	Au, Ag	Гранодиориты карамазарского комплекса (C ₂)	El, Pu, Gn, Sp, Ccp, Ag-ss	Qtz, Crb, Ad, Ser-III, Chl, Ba

* Типы эпитермальной минерализации: HS — высоко-сульфидизированный, IS — промежуточно-сульфидизированный, LS — низко-сульфидизированный; ** Символы для минералов — **Рудные**: Ag-nat — серебро самородное, Ag-Sb — интерметаллиды; Apru — арсенипирит, Au-nat — золото самородное, Bn — биотит, Bt — гранат, Cc — халькозин, Ccp — пирротин, Crb — халькопирит, En — энартит, Frb — фрайбергит, Gn — галенит, Gdf — галенит, Gdt — электрум, Lzn — люцит, Mgt — магнетит, Mlb — молибденит, Po — пирротин, She — шеллит, Sp — сфалерит, Me-sel — селениты и сульфоселениты различных металлов, Me-ss — сульфиды и сульфосоли различных металлов, Me-tel — теллуриды и сульфотеллуриды различных металлов, Td — тетраэдрит, Tn — теннантит; **Жильные**: Ad — адуляр, Al — алунит, Anh — ангидрит, APS — алюмо-фосфат-сульфаты группы алуниды; Ba — барит, Bt — биотит, Chl — хлорит, Crb — карбонаты, Ep — эпидот, Grp — гипс, Ill — иллит, Fl — флюорит, Fps — полевые шпаты, Ms — мусковит, Prl — пиррофиллит, Px — пироксен, Rt — родонит, Qtz — кварц, Ser — серицит, Sm — смектит, Tur — турмалин.

Казахстанскому континенту, завершился периодом субдукционного магматизма, который в Чаткало-Кураминском регионе зафиксирован значениями U–Pb возраста циркона гранитов и гранодиоритов ряда интрузий (Карасай, Карабаш, Кызылалмасай, Акчисай и другие) (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017). Эти датировки образуют две группы значений 429–416 и 401–396 млн лет, которые вместе ограничивают стратиграфический возраст интрузий интервалом времени S_2 – D_1 .

Металлогеническое значение O–S– D_1 периода эволюции океанической структуры продолжительностью около 90 млн лет для Чаткало-Кураминского региона определяется формированием пород, специализированных на рудообразующие элементы. В первую очередь к ним относятся флишoidные (O–S) образования в Кураминской зоне, содержащие пачки углеродсодержащего вещества с концентрациями Au 0.005–0.5 г/т и Cu, Pb, As, Bi, Mo, W до 0.0n–0.1n %. Комплекс субдукционных магматических пород S_2 – D_1 здесь также специализирован на Au (Усманов, 2001).

В период D_2 – C_1 Чаткало-Кураминский регион существовал в режиме пассивной континентальной окраины и накопления осадочных карбонатных толщ. За этим последовала эпоха магматизма карбонового времени (рис. 1), проявленного в Тянь-Шане исключительно западнее Талас-Ферганского разлома. Нижняя возрастная граница магматизма карбонового возраста в Чаткало-Кураминском регионе определяется сейчас U–Pb датировками циркона габброидных интрузий (340–335 млн лет) в районе Акчи, Кальмакыра и Белеути, представляющих образования ранней стадии развития Бельтау-Кураминской вулканической дуги (Cheng et al., 2018a,b). Датировки других, более молодых, чем габбро, гранитоидов и известково-щелочных вулкаников карбонового этапа магматизма в Чаткало-Кураминском регионе находятся в широком интервале значений. Наиболее древние из них относятся к порфировым интрузиям Алмалыкского района – месторождений Сарычеку (338–313 млн лет) и Кальмакыр (326–315 млн лет) (Cheng et al., 2018 a,b). В более ранней работе (Seltmann et al., 2011) были представлены несколько более молодые (317–297 млн лет) U–Pb датировки рудоносных интрузий Алмалыкского района, дающие среднее значение 308 ± 6 млн лет. Среди других, имеющих ключевое геологическое значение магматических пород карбонового возраста, согласно U–Pb данным по циркону (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017), гранодиориты Кармазарского плутона показывают возраст 305 ± 6 млн лет. Возраст андезитодацитов акчинской и надакской свит, имеющих в регионе различную локализацию, в том числе в рудных полях месторождений Кочбулак и Кайрагач, ограничивается диапазоном 314–299 млн лет. Таким об-

разом, согласно имеющимся сейчас геохронологическим данным, доколлизийный магматизм на территории Чаткало-Кураминского региона был проявлен в интервале времени 340–299 млн лет, которое занимает около половины раннего карбона и весь поздний карбон.

В металлогеническом отношении эпоха карбонового магматизма в Чаткало-Кураминском регионе отмечена образованием гигантских Cu–Au–Mo месторождений Алмалыкского района, которые пространственно и по времени образования ассоциируют с порфировыми интрузиями. По данным U–Pb датирования этих пород, возраст Алмалыкской «порфировой системы» принимается равным 315 млн лет (Seltmann et al., 2011). Близко совпадает с этой оценкой прямая Re–Os датировка рудного молибденита (320 ± 2 млн лет) из месторождения Сарычеку (Xue et al., 2013).

В позднем карбоне в результате продолжавшейся субдукции произошло закрытие Палео-Туркестанского океана, положившее начало постколлизийному магматизму пермского времени, который широко проявился на всей территории Тянь-Шаня вкост границ террейнов. U–Pb датировки по циркону пород этого этапа магматизма в Западном Тянь-Шане в целом лежат в пределах 297–267 млн лет (Seltmann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017). Существенно более узкий диапазон значений U–Pb возраста (290–286 млн лет) показывают разнообразные по составу и формам залегания постколлизийные породы, относящиеся непосредственно к Чаткало-Кураминскому региону. Эти породы представлены риолитами (фельзиториолитами) Адрасманской мульды (290 ± 3 млн лет), кварцевыми монцонитами и кварцевыми порфирами Чорух-Дайронского (290 ± 1 млн лет) и Сангарского (286 ± 1 млн лет) интрузивов соответственно, а также порфировидными гранитами Арашанского интрузива (289 ± 3 млн лет). Сохранившийся особый интерес к возрасту кислых пород заключительного, раннепермского этапа магматизма в вулканотектонических структурах Чаткало-Кураминского региона обусловлен их ассоциированностью с урановыми и некоторыми Au–Ag месторождениями (Лаверов и др., 2012). Весьма тщательное изучение этих пород Rb–Sr и K–Ar методами (Волков и др., 1997) дало следующие результаты. Смешанные Rb–Sr изохроны (валовые пробы + минералы вкрапленников) показали возраст 284 ± 1 млн лет ($N = 12$, СКВО = 3.5) по липаритам и гранит-порфирам Бабайтаудорского массива и 281 ± 8 млн лет ($N = 16$, СКВО = 1) по трахилипаритам и аляскитам Самгарского экстррузива. В результате использования в качестве K–Ar геохронометров сепарированных вручную «grain by grain» неизмененных вкрапленников биотита и прозрачного санидина по вулканикам Самгарского массива (биотит), Кызылнуринской

кальдеры (санидин) и Чилтенской кальдеры (биотит) получены соответственно значения возраста 290 ± 9 , 291 ± 9 и 296 ± 9 млн лет.

Металлогенический профиль раннепермской эпохи эволюции Чаткало-Кураминского региона составляют разнообразные по геохимической специализации эпитеермальные Au–Ag месторождения, а также Au-кварц-сульфидные и скарновые полиметаллические Pb–Zn (Mo–W) месторождения. Так, образование эпитеермальных месторождений Кочбулакского рудного поля относили к эпохе магматизма позднекарбонического времени на основании косвенных данных, а именно данных U–Pb датирования циркона андезито-дацитовых толщ, к которым эти месторождения приурочены (Seltmann et al., 2011). Однако прямые определения возраста гидротермальной минерализации этих месторождений дали следующие результаты. По типичным Au–Ag эпитеермальным месторождениям Чаткало-Кураминского региона — Школьное (Кармазарский район) и Кайрагач (Ангренский район) получены Rb–Sr изохронные датировки, определенно свидетельствующие о раннепермском возрасте этих месторождений. Так, значения возраста и другие параметры Rb–Sr изохрон составляют: для месторождения Школьное (Moraley, Shatagin, 1999) — $T = 296 \pm 2$ млн лет ($N = 8$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7071 \pm 0.0002$, СКВО = 10); для месторождения Кайрагач (Чернышев и др., 2011a) — по разрезу I $T = 291 \pm 3$ млн лет ($N = 9$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70561 \pm 0.0009$, СКВО = 0.6) и по разрезу II $T = 290 \pm 6$ млн лет ($N = 10$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7057 \pm 0.0006$, СКВО = 14). Эпитеермальная минерализация другого метального состава, а именно Ag–Pb–Zn, датирована K–Ar методом на месторождении Замбарак, расположенном в Адрасманской мульде в пределах Канмансурского рудного поля (Волков и др., 1997). Среднее значение по данным анализа четырех проб серицита дает цифру возраста 290 ± 9 млн лет, которая согласуется с упоминавшейся выше (Konopelko et al., 2017) U–Pb датировкой циркона (290 ± 3 млн лет) из фельзиториолитов, вмещающих в Адрасманской мульде Ag–Pb–Zn минерализацию.

Интервал времени, разделяющий формирование андезит-дацитовой формации позднекарбонического (~305 млн лет) возраста и эпитеермальной Au–Ag минерализации Кочбулакского и других рудных полей, можно с учетом разброса изотопных датировок оценить примерно в 12–15 млн лет. При этом эпитеермальная минерализация по времени близко совпадает с пиком раннепермского магматизма (~290 млн лет), что подтверждает предположение (Kovalenker et al., 2004) о временной и генетической связи в Чаткало-Кураминском регионе эпитеермальных месторождений и субвулканических интрузий нижнепермского возраста.

Дискуссионным (хотя и в меньшей степени острым, чем 15–20 лет назад) для Чаткало-

Кураминского региона остается вопрос о продолжительности на его территории магматизма и эндогенной активности, в том числе гидротермальной деятельности. U–Pb датировки по циркону моложе 280 млн лет для пород Чаткало-Кураминского региона пока не получены. Таковые известны только для преимущественно лейкократовых по составу, разгнейсованных гранитоидов Гиссарского и Кызылкумского террейнов Западного Тянь-Шаня, удаленных от Чаткало-Кураминского региона к юго-западу и западу на 150–500 км (Dolgoplova et al., 2017). По магматическим породам собственно Чаткало-Кураминского района, как пермским, так и более древним, в 60–80 годы прошлого столетия в ряде геохронологических лабораторий СССР были получены многочисленные K–Ar и отдельные Rb–Sr датировки в интервале значений 280–240 млн лет. В более поздних работах (Волков и др., 1997, 1999; Чернышев и др., 2011a, 2017), в которых Rb–Sr, K–Ar, ^{40}Ar – ^{39}Ar и U–Pb (ID TIMS) датирование магматических пород и гидротермальных образований сопровождалось детальным минералогическим изучением их минеральных компонентов, было показано, что молодые (< 280 млн лет) датировки *не являются действительным возрастом пород (или импульсов магматизма): они фиксируют результаты «перезапуска» (reset) изотопных часов*, который происходил в пермь-триасовое время под действием процессов химических и структурных изменений вещества пород. Эти процессы протекали в амагматичный период эволюции региона в условиях продолжавшейся его тектонической активности, которая, согласно (Геология и полезные..., 1998), завершилась к началу юры. Тектоническая активность сопровождалась перестройками рельефа территории и подтоком тепла, что способствовало взаимодействию пород региона с поровыми растворами и (или) подземными водами.

Итак, согласно имеющимся изотопно-геохронологическим данным, цифровые границы времени проявления в Чаткало-Кураминском регионе *доколлизийного и постколлизийного магматизма можно определить соответственно интервалами 340–299 млн лет и 297–280 млн лет*. Они говорят о сближенности этих эпох магматизма, но при учете погрешностей датирования не исключают, что период магматического «затишья» в конце карбона — начале перми мог достигать 5–7 млн лет. Кроме того, результаты изотопно-геохронологических исследований в согласии с геолого-тектоническими реконструкциями (Усманов и др., 2001) свидетельствуют о существовании *двух продуктивных металлогенических эпох* в палеозойской истории Чаткало-Кураминского региона. С первой эпохой ранне-позднекарбонического времени связано образование около 315 млн лет назад гигантских Cu–Au–Mo порфировых месторождений Алмалыкского района и ассоциирующих

с ними полиметаллических скарновых, Au эпитеpmальных и Au-кварц-сульфидных месторождений. Во вторую, раннепермскую эпоху 296–290 млн лет назад сформировались локализованные в Ангренском и Карамазарском районах многочисленные Au и Ag эпитеpmальные месторождения различного метального профиля, а также полиметаллические скарновые месторождения.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd (КРАТКИЙ ОБЗОР ДАННЫХ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО РЕГИОНУ)

Среди результатов изучения изотопного состава Sr и Nd, известных сейчас для магматических пород и рудных месторождений западной части Тянь-Шаня, данные, представляющие Чаткало-Кураминский регион, являются наиболее представительными (Волков и др., 1997; Moralev, Shatagin, 1999; Чернышев и др., 2011a; Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Cheng et al., 2018 a,b). Для палеозойских пород Чаткало-Кураминского региона и расположенных от него к Западу террейнов Кызылкумского сегмента общий размах вариаций опубликованных изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ и ϵ_{Ndt} , вычисленных для валовых проб пород, составляет соответственно 0.704–0.707 и –5–+7, а значения модельного возраста T_{DM} находятся в интервале 0.9–1.5 млрд лет.

Можно обратить внимание на тот факт, что при достаточно широком общем диапазоне значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) диапазон средних значений этого параметра, характеризующих в Чаткало-Кураминском регионе породы различного возраста и состава, существенно меньше и составляет от 0.70524 ± 0.00042^3 (габбро ранней стадии эволюции Бельтау-Кураминской дуги (C_1)) до 0.70688 ± 0.00020 (гранитоиды порфировых месторождений Алмалыкского района (C_1 – C_2)). В этом интервале находятся средние значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) для остальных групп изучавшихся пород: гранитоиды и габбро (S_2 – D_1) – 0.70645 ± 0.00085 ; гранитоиды и вулканыты (C_1 – C_2) – 0.70618 ± 0.00031 ; кислые вулканыты (P_1) – 0.70567 ± 0.00050 . При расчете этих средних значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) на основании исходных аналитических данных, опубликованных в вышеупомянутых работах, мы исключили из рассмотрения данные, полученные по породам с высоким отношением Rb/Sr, а именно $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 2$. Причина сделанной нами выбраковки состоит в том, что для таких пород, часто встречаемых в Чаткало-Кураминском регионе, коррекция измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на возраст сильно снижает достоверность рассчитываемых величин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$). Об этом говорит присутствие в цитируемых статьях нереальных значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$),

таких как 0.687, 0.696 (Dolgoplova et al., 2017), 0.695 (Konopelko et al., 2017) и другие, и ставит под сомнение достоверность значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$), рассчитываемых для других пород региона с аналогичными высокими показателями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Для жильных минералов (барит, ангидрит, гипс) эпитеpmальных Au–Ag месторождений региона (Кайрагач, Кочбулак, Школьное и др.), по данным (Moralev, Shatagin, 1997; Чернышев и др., 2011a), среднее значение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) составляет 0.70667 ± 0.00043 и является весьма надежным и представительным для региона параметром в силу крайне низких в этих минералах значений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.015$, практически исключающих необходимость коррекции измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на возраст.

Результаты изучения представительной коллекции магматических пород Чаткало-Кураминского региона (19 образцов) (Dolgoplova et al., 2017) рассматриваются в контексте данных, полученных по всем террейнам Западного Тянь-Шаня (32 образца). Из них три образца, относящиеся к образованиям каледонского этапа магматизма, показывают отчетливые положительные значения $\epsilon_{\text{Ndt}} +7.0$, $+6.9$ и $+5.0$. Значение $+6.9$ относится к гранодиоритам Карабашского интрузива в Чаткало-Кураминском регионе. Эти данные указывают на присутствие ювенильного мантийного вещества на начальном (каледонском) этапе развития субдукционного магматизма в регионе. Однако большая часть пород, изученных в Чаткало-Кураминском регионе (17 из 19) как силур-девонского (S_2 – D_1), так и карбонового (C_1 – C_2) возраста, характеризуется слабо отрицательными (от –0.1 до –5.1) значениями ϵ_{Ndt} , которые коррелируют со значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$) в интервале от 0.7045 до 0.7065, свидетельствуя о значительном вкладе вещества древней континентальной коры при формировании очагов гранитоидных магм.

ОБЪЕКТЫ ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ СВИНЦА

Для данного изотопного исследования была использована коллекция рудных минералов, собранная авторами настоящей статьи в ходе минералогического, петрологического и геохронологического изучения отдельных разнотипных (эпитеpmальных, порфировых, скарновых) месторождений, а также опробования ряда других рудных объектов и обнажений магматических пород Чаткало-Кураминского региона. Эта коллекция охватывает основные типы месторождений и ареалы их распространения в Чаткало-Кураминском регионе. Некоторые месторождения (Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач, Лашкерек) по количеству образцов представлены в изученной коллекции более детально (от 4 до 17 образцов), что дало возможность оценить масштаб вариаций свинцово-изотопных характеристик в пределах рудообразующих систем месторождений.

³ Здесь и далее приводится среднеквадратичное отклонение (± 1 SD) результата для единичного образца.

Непосредственными объектами анализа изотопного состава свинца для большинства рудных образцов являлся галенит (46 образцов). Кроме того, использовался пирит (14), самородное золото (1), алтаит (1) и силъванит (1). В магматических породах (21 образец) анализировались исключительно мономинеральные фракции калиевого полевого шпата (11) и плагиоклаза (10). Перечень изученных образцов рудных и породообразующих минералов, соответственно из рудных месторождений и магматических пород и места отбора образцов приведены в Приложении.

Основной объем свинцово-изотопных исследований в **Алмалыкском** рудном районе был сосредоточен на Au—Cu—Mo порфириновом месторождении мирового класса Кальмакыр, которое представлено 10 образцами сульфидов (галенит (8) и пирит (2)), отобранных из кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовых жил и прожилков (табл. 1, 2). Четыре образца (пирит (3) и галенит (1)) характеризуют существенно сульфидные руды HS-IS типа (пирит, блеклые руды, сфалерит, галенит) Au—Cu эпитеpмального месторождения Актурпак, которое расположено в верхней периферийной части месторождения Кальмакыр. Эти два месторождения принадлежат, согласно (Kovalenker et al., 2003, 2004) единой порфириново-эпитеpмальной рудообразующей системе. Один образец галенита относится к скарновому Ag—Pb—Zn месторождению Алтын-Топкан (рис. 1), другой отобран из рудной жилы расположенного в Алмалыкском рудном районе небольшого Au-кварц-сульфидного жильного месторождения Иккиджелон (рис. 1, табл. 1, 2).

В **Ангренском** рудном районе исследовались в основном месторождения эпитеpмального типа (табл. 1, 2). Наиболее широко представлены Au—Ag-теллуридные эпитеpмальные месторождения HS-IS типа: крупное Кочбулак (17 образцов — галенит (7), пирит (7), самородное золото (1), алтаит (1), силъванит (1)) и среднемасштабное Кайрагач (6 образцов — галенит (5), пирит (1)), принадлежащие единому рудному полю. Единичными образцами галенита представлены: крупное Au—Ag-эпитеpмальное месторождение Кызылалмасай LS-типа и среднемасштабное месторождение того же типа Пирмираб-2 (Чадакское рудное поле) (рис. 1). Для Ag-полиметаллического эпитеpмального (IS-LS тип) месторождения Лашкерек изотопные данные были получены по 8 образцам галенита. По единичным образцам сульфидов был изучен изотопный состав Pb расположенного западнее Лашкерекского рудного поля Au-эпитеpмального рудопроявления Учкыз (HS-IS тип) и приуроченного к западной части Шаваз-Дукентского грабена Au—Ag—Pb—Zn месторождения Акчасай.

Для месторождений **Карамазарского** рудного района свинцово-изотопные данные были получены

в общей сложности по 12 образцам галенита из эпитеpмальных Au—Ag (LS тип) месторождений Апрелька и Школьное, эпитеpмальных (Ag—(Cu)-полиметаллических (IS тип) месторождений Восточный Канимансур, Замбарак и Канджол, а также из скарновых полиметаллических месторождений Курусай (Pb—Zn) и Северный Янгикан (W—Mo) (табл. 1, 2).

Магматические породы Чаткало-Кураминского региона, в которых определялся изотопный состав Pb (всего 21 образец) (табл. 3), характеризуют три этапа субдукционного магматизма региона. Каледонский этап представлен лейкогранитами, биотитовыми гранитами и биотит-роговообманковыми гранодиоритами, отобранными из интрузивных массивов девонского возраста, обнажающихся юго-западнее Алмалыкского рудного поля. Этап магматизма карбонового времени представлен отобранными в разных частях Ангренского района дацитами и диабазами из даек в пределах Кочбулакского и Лашкерекского рудных полей, а также гранодиорит-порфирами, грано-сиенит-порфирами, сиенитами и гранодиоритами, отобранными в районах месторождений Акчасай, Пирмираб, Майликотан и Шамаджон. Свинцово-изотопные характеристики пород, сформированных на этапе магматизма раннепермского времени, в настоящей работе рассматриваются на примере кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров, отобранных в северной части Ангренского района на территории Чаткальского хребта в районе урановорудного поля, объединяющего месторождения Алатанга, Каттасай и Джекиндек.

Обсуждаемые ниже для этих постколлизийных пород высокоточные свинцово-изотопные данные заимствованы из нашей более ранней публикации (Чернышев и др., 2017). Непосредственными объектами изотопного (Pb) и элементного (Pb, U, Th) анализа всех перечисленных пород Чаткало-Кураминского региона были сепарированные фракции полевых шпатов: плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

В большей части магматических пород (от гранитоидов до габброидов) полевые шпаты являются главными концентраторами обыкновенного Pb и обладают значительно более низкими (по сравнению с породами в целом) отношениями U/Pb и Th/Pb. В структуре кальциевых плагиоклазов свинец в виде Pb^{+2} непосредственно замещает Ca^{+2} . Замещение свинцом одновалентных ионов щелочных металлов, например, Na^{+1} в олигоклазе и K^{+1} в калиевых полевых шпатах происходит при компенсационном участии ионов Al^{+3} и Si^{+4} . Относительно малые (10^{-3} – 10^{-2} см при 500–600 °C) эффективные радиусы диффузии свинца для полевых шпатов, близкие к таковым для аксессуарного циркона и монацита (Cherniak, 1995), дают основание полагать, что посткристаллизационный изотопный об-

Таблица 2. Результаты изучения изотопного состава свинца в рудных месторождениях Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Алмалыкский рудный район								
1	Кл-1/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0523	15.6140	38.1046	0.86493	2.1108
2	Кл-7/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0690	15.6216	38.1424	0.86455	2.1109
3	Кл-8/06-н	Кальмакыр	Галенит	18.0622	15.6197	38.1371	0.86477	2.1114
4	78-6к	Кальмакыр	Галенит	18.0476	15.6116	38.0944	0.86502	2.1108
5	78-25а	Кальмакыр	Галенит	18.0552	15.6147	38.1082	0.86483	2.1106
6	78-29	Кальмакыр	Галенит	18.0732	15.6216	38.1435	0.86435	2.1105
7	78-44	Кальмакыр	Галенит	18.0480	15.6114	38.0893	0.86499	2.1104
8	78-126	Кальмакыр	Галенит	18.0456	15.6099	38.0906	0.86503	2.1108
9	78-44	Кальмакыр	Пирит	18.0482	15.6087	38.0849	0.86483	2.1102
10	78-122	Кальмакыр	Пирит	18.0541	15.6150	38.1166	0.86490	2.1112
Среднее				18.0555	15.6148	38.1112	0.86482	2.1108
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0096	± 0.0047	± 0.0227	± 0.00021	± 0.00037
ν, %				0.0530	0.0300	0.0600	0.0240	0.0180
11	86/83	Актурпак	Галенит	18.0486	15.6134	38.1156	0.86508	2.1118
12	87/83	Актурпак	Пирит	18.0424	15.6074	38.0785	0.86504	2.1105
13	113/82	Актурпак	Пирит	18.0462	15.6095	38.1041	0.86497	2.1115
14	116/82*	Актурпак	Пирит	18.0711	15.6146	38.1209	0.86406	2.1095
Среднее				18.0380	15.6130	38.1190	0.86556	2.1133
$\pm 1\text{SD}$				18.0438	15.6108	38.1043	0.86516	2.1118
ν, %				± 0.0046	± 0.0029	± 0.0183	± 0.00027	± 0.0012
				0.0260	0.0180	0.0460	0.0310	0.0540
15	68	Алтын-Топкан	Галенит	18.1034	15.6067	38.1090	0.86209	2.1051
16	215	Алтын-Топкан	Галенит	18.1598	15.6157	38.1173	0.85990	2.0990
Среднее				18.1316	15.6112	38.1132	0.86100	2.1020
17	226а/77	Иккижелон	Галенит	18.1198	15.6344	38.2335	0.86284	2.1100
Алмалыкский рудный район								
Среднее				18.066	15.615	38.117	0.8643	2.1099
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0330	± 0.0070	± 0.0360	± 0.0014	± 0.0032
ν, %				0.1800	0.0400	0.0900	0.0170	0.0150
Ангренский рудный район								
18	К6-308А/76	Кочбулак	Галенит	18.0007	15.6010	38.1087	0.86669	2.1171
19	К6-13/82	Кочбулак	Галенит	18.0200	15.6036	38.1332	0.86590	2.1162
20	318/77	Кочбулак	Пирит	18.0141	15.6030	38.0989	0.86615	2.1149
21	355/78*	Кочбулак	Пирит	18.0029	15.6013	38.0841	0.86660	2.1154
				18.0020	15.6010	38.0840	0.866 63	2.1155

Таблица 2. Продолжение

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
22	108/81	Кочбулак	Пирит	18.0039	15.5971	38.0826	0.86632	2.1152
23	K6-126/79	Кочбулак	Алтаит	18.0125	15.6002	38.1012	0.86608	2.1153
24	110/77	Кочбулак	Сильванит + теллуриды Au и Ag	17.9970	15.5987	38.0785	0.86674	2.1158
25	124/79	Кочбулак	Самородное золото	18.0166	15.6022	38.1033	0.86599	2.1149
26	K6-99/79	Кочбулак	Галенит	17.9914	15.6006	38.1082	0.86711	2.1181
27	3/06-н	Кочбулак	Галенит	17.9931	15.6006	38.1106	0.86703	2.1181
28	5/06-н	Кочбулак	Галенит	17.9942	15.6016	38.1135	0.86703	2.1181
29	K6-122/79	Кочбулак	Галенит	17.9962	15.6002	38.1091	0.86686	2.1176
30	K6-2/79	Кочбулак	Галенит	17.9932	15.6011	38.1134	0.86706	2.1182
31	83/79	Кочбулак	Пирит	18.0092	15.5991	38.0913	0.86617	2.1151
32	31/82	Кочбулак	Пирит	18.0118	15.6029	38.1053	0.86626	2.1156
33	113/81*	Кочбулак	Пирит	18.0331	15.610	31.1701	0.86487	2.1167
				18.0330	15.6110	38.1700	0.86569	2.1167
34	28/82*	Кочбулак	Пирит	18.0439	15.6056	31.1260	0.86487	2.1130
				18.0440	15.6060	38.1260	0.86489	2.1129
Среднее				18.0078	15.6018	38.1081	0.86639	2.1162
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0148	± 0.0031	± 0.0215	± 0.00059	± 0.0015
$\nu, \%$				0.0820	0.0200	0.0560	0.0690	0.0710
35	22/82	Кайрагач	Пирит	17.9939	15.5970	38.0776	0.86679	2.1161
36	Kr-23/82	Кайрагач	Галенит	17.9983	15.5959	38.0792	0.86652	2.1157
37	26/82	Кайрагач	Галенит	17.9888	15.5964	38.0706	0.86701	2.1164
38	8/86	Кайрагач	Галенит	17.9887	15.5940	38.0654	0.86688	2.1161
39	148/87	Кайрагач	Галенит	18.0032	15.5984	38.0926	0.86642	2.1159
40	ЧК-216/87	Кайрагач	Галенит	17.9900	15.5951	38.0659	0.86688	2.1159
Среднее				17.9938	15.5961	38.0752	0.86675	2.1160
$\pm 1\text{SD}$				± 0.0059	± 0.0015	± 0.0102	± 0.00023	± 0.0002
$\nu, \%$				0.0330	0.0100	0.0270	0.0270	0.0110
41	Ka1/06	Кызылалмасай	Галенит	17.9917	15.6013	38.1144	0.86714	2.1184
42	73/81	Пирмираб 2	Галенит	18.0397	15.6143	38.2003	0.86555	2.1176
43	389/83	Лашкерек	Галенит	18.0197	15.6031	38.1227	0.86589	2.1156
44	392/83	Лашкерек	Галенит	18.0162	15.6012	38.1150	0.86595	2.1156
45	399/83	Лашкерек	Галенит	18.0124	15.6005	38.1138	0.86610	2.1160
46	403/83	Лашкерек	Галенит	18.0132	15.6024	38.1201	0.86616	2.1162
47	462/83	Лашкерек	Галенит	18.0176	15.6028	38.1197	0.86598	2.1157
48	513/83	Лашкерек	Галенит	18.0140	15.6026	38.1181	0.86614	2.1160
49	517/83	Лашкерек	Галенит	18.0131	15.6015	38.1165	0.86612	2.1160
50	56	Лашкерек	Галенит	18.0124	15.6011	38.1150	0.86613	2.1160

Таблица 2. Окончание

№	Номер образца	Месторождение	Минерал	Измеренные/Скорректированные				
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Среднее ±1SD ν, %				18.0148 ±0.0027 0.0150	15.6019 ±0.0009 0.0060	38.1176 ±0.0031 0.0080	0.86606 ±0.00010 0.0110	2.1159 ±0.00024 0.0110
51	89/82	Учкыз	Пирит	17.9965	15.5897	38.0385	0.86626	2.1137
52	83/88	Актасай	Галенит	18.0754	15.6212	38.1676	0.86422	2.1116
Среднее ±1SD ν, %				18.0090 ±0.0180 0.1000	15.6010 ±0.0060 0.0350	38.1070 ±0.0310 0.0810	0.8663 ±0.0006 0.0720	2.1160 ±0.0014 0.0680
Карамазарский рудный район								
53	310/78	Апрелевка	Галенит	18.1514	15.6091	38.1614	0.85994	2.1024
54	322/78	Апрелевка	Галенит	18.1515	15.6093	38.1607	0.85995	2.1023
Среднее				18.1515	15.6092	38.1611	0.85994	2.1024
55	19-2/83	Школьное	Галенит	18.0784	15.5982	38.1035	0.86281	2.1077
56	5266	Канджол	Галенит	18.1022	15.6023	38.1141	0.86190	2.1055
57	6363	Канджол	Галенит	18.1234	15.6068	38.1283	0.86114	2.1038
Среднее				18.1128	15.6046	38.1212	0.86152	2.1047
58	579/76	Восточный Каньмансур	Галенит	18.1189	15.6098	38.1399	0.86152	2.1050
59	581/76	Замбарак	Галенит	18.1124	15.6061	38.1302	0.86163	2.1052
60	4	Курусай	Галенит	18.0737	15.6014	38.1132	0.86321	2.1088
61	662/76	Курусай	Галенит	18.0714	15.5983	38.1013	0.86315	2.1084
Среднее				18.0726	15.5999	38.1073	0.86318	2.1086
62	603/76	Янкиган (Чорух-Дайрон)	Галенит	17.9995	15.5916	38.1009	0.86622	2.1168
63	605/76	Янкиган (Чорух-Дайрон)	Галенит	18.0029	15.5908	38.0969	0.86602	2.1162
Среднее				18.0012	15.5912	38.0989	0.86612	2.1165
Карамазарский рудный район								
Среднее ±1SD ν, %				18.090 ±0.0520 0.2900	15.602 ±0.0070 0.0430	38.123 ±0.0230 0.0610	0.8625 ±0.0021 0.240	2.1075 ±0.0050 0.240
Чаткало-Кураминский рудный район								
Среднее ±1SD ν, %				18.0384 ±0.0451 0.2500	15.6051 ±0.0084 0.0540	38.1125 ±0.0312 0.0820	0.8651 ±0.0019 0.2200	2.1129 ±0.0046 0.2200

Примечания. 1) Геологическая привязка изученных образцов приведена в Приложении. 2) *Образцы, в которых было определено общее содержание Pb, U, Th и для которых проведена коррекция (на возраст 300 млн лет) измеренных изотопных отношений Pb на присутствие в них радиогенной добавки ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Содержания Pb, Th, U составляли соответственно: Обр. 116/82 – 128, 1.33, 0.255 мкг/г, Обр. 355/78 – 244, 0.08, 0.08 мкг/г, Обр. 113/81 – 84, 0.01, 0.023 мкг/г, Обр. 28/82 – 3531, 0.139, 0.198 мкг/г. 3) Элементные отношения U/Pb, Th/Pb определяли методом ICP-MS из растворов образцов с погрешностью 10 %.

Таблица 3. Результаты изучения изотопного состава Рb магматических пород Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)

№	Номер образца	Порода	Минерал/Вал	Содержания, мкг/г			Измеренные			Скорректированные**		
				Pb	U	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Алмалыкский рудный район												
1	180/84 (2)	Биотитовые лейкократовые граниты	КПШ	53.5	0.51	0.11	17.9667	15.5907	38.0218	17.958	15.590	38.009
2	180/84 (7)	То же	Пл	23.7	0.87	0.38	18.1199	15.6005	38.0909	18.055	15.597	38.043
3	181/84 (2)	То же	КПШ	85.1	0.07	0.02	17.9022	15.5851	38.0116	17.901	15.585	38.011
4	182/84	Биотит-роговообманковые гра-нодио-риты	КПШ	71.4	0.16	0.15	17.9007	15.5827	38.0077	17.892	15.582	38.005
Ангренский рудный район												
5	К6 38/88	Диабазы	Пл	1.76	0.02	0.05	18.0374	15.5661	38.1448	17.951	15.562	38.134
6	К6 53/88	То же	Пл	1.93	0.03	0.01	18.0461	15.5749	38.1504	18.030	15.574	38.135
7	54/88	Дацигты	Пл	29.2	0.2	0.16	18.0864	15.6038	38.1219	18.070	15.603	38.115
8	Кр-324/84	Андезит-дациты	Пл	10.5	1.18	0.41	18.1799	15.5886	38.2034	18.061	15.582	38.092
9	Кр-33/87	То же	Пл	12.1	0.03	0.02	18.0349	15.5888	38.0761	18.030	15.589	38.074
10	Чк-258/87	Дацигты	КПШ	50.7	0.36	0.11	17.8965	15.5622	37.9231	17.890	15.562	37.916
11	Л-400/87	Диабазы	Пл	26.3	0.99	0.32	18.0935	15.6102	38.1566	18.056	15.608	38.119
12	717/83	Роговообманковые диорит-порфиры	Пл	18.5	1.11	0.5	18.1254	15.6090	38.1455	18.043	15.605	38.086
13	80/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты	КПШ	39	0.18	0.09	17.9836	15.5887	38.0349	17.977	15.588	38.030
14	121/91	Граносиенит-порфиры	КПШ	37.8	0.61	0.41	17.9870	15.5914	38.1382	17.954	15.590	38.122

Таблица 3. Окончание

№	Номер образца	Порода	Минерал/Вал	Содержания, мкг/г			Измеренные				Скорректированные**			
				Pb	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
15	135/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты	КПШ	36	1.67	0.98	18.0681	15.5918	38.0795	17.985	15.587		17.985	38.034
16	111/88	Кварцевые диориты	Пл	11.3	0.67	0.22	18.0291	15.5956	38.1989	17.970	15.592		17.970	38.140
17	53/84	Роговообманковые сиениты	Пл	37.8	1.3	0.96	18.1400	15.6202	38.2438	18.062	15.616		18.062	38.210
18*	55–90	Кварцевые порфиры	КПШ	40	1.2	0.30	17.990	15.592	38.140	17.965	15.590		17.965	38.112
19*	35–1	То же	КПШ	34	0.99	0.18	17.994	15.592	38.149	17.977	15.591		17.977	38.122
20*	121/90–1	Граносиенит-порфиры	КПШ	16	2.4	0.69	18.146	15.603	38.318	18.005	15.595		18.005	38.176
21*	121/90–2	То же	КПШ	12	1.3	0.34	18.191	15.603	38.381	18.098	15.598		18.098	38.279

Примечания. *) данные заимствованы из работы (Чернышев и др., 2017). **) коррекция на возраст $T = 400$ млн лет для образцов 180/84 (2), 180/84 (7), 181/84 (2), 182/84; $T = 305$ млн лет для образцов К6 38/88, К6 53/88, 54/88, Кр-324/84, Кр-33/87, Чк-258/87, Л-400/87, 717/83, 80/91, 121/91, 135/91, 111/88, 53/84; $T = 292$ млн лет для образцов 55-90, 35-1, 121/90-1, 121/90-2. ***) Элементные отношения U/Pb, Th/Pb определяли методом ICP-MS из растворов образцов с погрешностью 10 %.

мен свинца между полевыми шпатами и другими компонентами пород был незначительным.

При свинцово-изотопном изучении магматических пород анализ полевых шпатов в силу перечисленных особенностей этих минералов, в первую очередь низких отношений U/Pb и Th/Pb , снижает роль факторов, от которых зависит правильность коррекции измеренных изотопных отношений Pb (на возраст, таких как погрешности определения содержаний Pb , U и Th , возможная миграция урана в посткристаллизационный период существования породы, неопределенность возраста, на который делается коррекция), что, в конечном счете, минимизирует погрешность вычисления начальных изотопных отношений свинца.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Принципы метода. При использовании современных высокоточных масс-спектрометрических систем измерения интенсивностей ионных токов конечная точность результатов изотопного анализа элементов определяется тем, насколько полно в том или ином методе корректируется эффект приборной масс-дискриминации изотопов (ПМД). Двумя основными подходами (принципами) концепции современного высокоточного изотопного анализа свинца на основе MC-ICP-MS (Rehkämper, Halliday, 1998) являются: 1) проведение анализа из моноэлементных, гомогенных в отношении Pb растворов; 2) корректирование ПМД с помощью трасера — изотопного отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$, измеряемого одновременно (on line) с изотопными отношениями свинца. Реализация этих принципов в конкретных методиках (например, Kamenev et al., 2005; Чернышев и др., 2007) привела к 10-кратному (по сравнению с традиционным методом TIMS, применявшимся в геохимии в течение 40 лет) улучшению точности изотопного анализа обыкновенного свинца, что и сделало рассматриваемый MC-ICP-MS метод аналитической основой современной геохимии изотопов свинца.

Масс-спектрометрия. Выполнявшиеся в ходе настоящей работы измерения изотопного состава свинца в рудных минералах и полевых шпатах магматических пород проводились на 9-коллеторном ICP-MS масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Finnigan). Базовые режимы прибора, измерительные процедуры, обоснование их выбора и оценки точности изотопных анализов подробно изложены в нашей работе (Чернышев и др., 2007). Измерения проводились в режиме «мокрой» плазмы при мощности ВЧ-генератора 950 Вт. Использовался трасер — реактив таллия особой чистоты. В ходе анализов оптимальные интенсивности ионных токов ($\sim 8 \times 10^{-11}$ А по изотопу ^{208}Pb и $\sim 1 \times 10^{-11}$ А по изотопу ^{205}Tl) поддерживались при концентрации Pb и Tl в анализируемых растворах соответ-

ственно ~ 200 и ~ 20 нг/мл. В статическом мультиколлекторном режиме on line регистрировали пики изотопов свинца (m/z 208, 207, 206, 204), таллия (205, 203) и ртути (202). Используя пик $^{202}Hg^+$, вводили коррекцию на интерференционное наложение ионов $^{204}Hg^+$ на пик $^{204}Pb^+$. При корректировании результатов измерений на эффект ПМД изотопов свинца величина изотопного отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$ в трасере принималась равной 2.3889 ± 0.0001 . Трасер в виде раствора добавляли к навескам образцов непосредственно перед измерениями. В ходе одного анализа регистрировалось 27 масс-спектров при времени интегрирования на пиках 8 сек. Измерения проводились из азотнокислых растворов с концентрацией 3 % по HNO_3 .

Химическая подготовка проб. Химическая подготовка проб для масс-спектрометрических измерений в случае анализа галенита сводилась к растворению микрозерна галенита в капле концентрированной азотной кислоты. Навески отобранных зерен пирита (20–30 мг) предварительно обрабатывались 0.5М HNO_3 в течение 1 ч при комнатной температуре. Растворение пирита осуществлялось в смеси концентрированных кислот $HNO_3 + HCl$ (1:3). Раствор упаривался, а полученные соли переводились в бромидную форму. В случае полевых шпатов подготовленные навески (50–100 мг) проб предварительно обрабатывались 1М HNO_3 в течение 2 ч при температуре около 80 °С. При растворении полевых шпатов использовалась смесь $HNO_3 + HF$ (1:3). На завершающей стадии соли растворялись в 1М HBr для получения бромидов. Выделение свинца из растворов пирита и полевых шпатов осуществлялось на микроколонках с анионитом AG 1 $\times$ 8 (200–400 меш) в среде 1М HBr . Суммарный уровень фоновых загрязнений в химических операциях, согласно данным систематически проводившихся «холостых» опытов с применением метода изотопного разбавления, не превышал 0.1 нг Pb .

Точность результатов анализа. Точность и правильность конечных результатов изотопного анализа, включающего химические процедуры и собственно масс-спектрометрические измерения, контролировалась по данным систематических анализов стандартного образца изотопного состава обыкновенного свинца SRM 981 и стандартов горных пород USGS AGV-2 (андезит) и BCR-1 (базальт), проводившихся в ходе выполнения серий анализов изучавшихся образцов. Итоговая погрешность ($\pm 2SD$) измерения отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ в галените не превышала ± 0.02 %, а в пирите и полевых шпатах ± 0.03 %. Итоговая погрешность измерения отношений $^{208}Pb/^{206}Pb$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ в перечисленных минералах не превышала ± 0.01 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Обсуждаемые в следующих разделах статьи начальные изотопные составы свинца руд и по-

род Чаткало-Кураминского региона представлены в табл. 2 и 3. Там же приведены непосредственно измеренные значения изотопных отношений свинца и общие содержания Pb, U и Th. В примечаниях к таблицам указаны значения возраста, которые были приняты для коррекции измеренных изотопных отношений.

Из 63 проанализированных рудных образцов (табл. 2) 46 представлены галенитом и один образец алтаитом (PbTe), для которых, как уже отмечалось выше, измеренные изотопные отношения свинца фактически являются его начальными изотопными отношениями с погрешностью, равной аналитической погрешности $\pm 0.02\%$. Что касается остальных изучавшихся минералов (пирит — 14, самородное золото и силъванит ((Au,Ag)Te₂)), то содержание в них свинца, по данным предварительных анализов, составило 100–1000 мкг/г. Последующие количественные ICP-MS анализы четырех образцов пирита (обр. 14, 21, 33, 37, табл. 2) на содержание Pb, U и Th показали, что при характерных для изучаемых образцов пирита отношениях U/Pb $\sim 0.00004 \div 0.01\%$ и Th/Pb $\sim 0.00006 \div 0.02\%$ коррекция на возраст весьма мала, так что итоговая погрешность определения начальных изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ практически не отличается от собственно аналитической погрешности $\pm 0.02\%$, а в случае отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ превышает ее в 2 раза. Поэтому для отдельных образцов пирита и минералов золота и серебра, в которых содержания количественно не определялись (н. о.), в качестве начальных изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ принимались измеренные значения.

Во всей совокупности изученных нами рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона на изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ варьируют соответственно в диапазонах значений 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412 и 38.0385–38.2380, которые в относительном выражении составляют 0.94 %, 0.33 % и 0.52 %. Такой масштаб региональных вариаций изотопного состава свинца является одним из минимальных среди рудных провинций мира, для которых, как и для Чаткало-Кураминского региона, получены представительные свинцово-изотопные данные. Не касаясь рудных провинций, включающих месторождения с заведомо широкими вариациями изотопного состава свинца (стратиформные месторождения, золоторудные месторождения орогенного типа), отметим, что наиболее близкой к Чаткало-Кураминскому региону по масштабу вариаций изотопных отношений свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ является олово-бор-полиметаллическая провинция Южно-Сихотэ-Алиня Дальнего Востока (соответственно 0.83 %, 0.30 % и 0.50 %) (Chugaev et al., 2020), а также провинция колчеданных месторождений

рудного Алтая (1.0 %, 0.18 % и 0.28 %) (Чернышев и др., 2023). Ряд других крупных рудных провинций, среди которых Восточно-Забайкальская и Уральская колчеданная, характеризуются размахом вариаций, превышающим указанный выше размах в 3–4 раза, а в известной провинции Au-Ag-полиметаллических месторождений Центральных Анд он достигает соответственно величин 5.3 %, 1.0 % и 3.3 % (Macfarlane et al., 1990). В то же время относительно малые вариации, характерные для месторождений Чаткало-Кураминского региона, значительно (например, в 50 раз для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) превышают аналитическую погрешность метода, с которой эти данные получены. Такое соотношение позволяет в большинстве случаев рассматривать наблюдаемые вариации изотопного состава свинца как реальные, т. е. геологически значимые.

Отношения U/Pb и Th/Pb в полевых шпатах в 21 изученной пробе, как максимальные значения (соответственно 0.043 и 0.15 в обр. № 22 (табл. 3)), так и среднее значение этих отношений соответственно 0.015 и 0.037, примерно на порядок ниже значений, характерных для валовых проб соответствующих магматических пород Чаткало-Кураминского региона. Отношения U/Pb и Th/Pb в породах региона находятся в диапазонах значений соответственно 0.070–0.59 и 0.26–3.0 (Агапова и др., 1990; Konopelko et al., 2017; Dolgoplova et al., 2017). В случае прямого анализа валовых проб магматических пород, характерных для Чаткало-Кураминского региона, погрешности определения начальных изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ **составляли бы от нескольких десятых долей % до 1.5 %**. Использование полевых шпатов сводит эти погрешности в среднем к величинам соответственно $\pm 0.055\%$ для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\pm 0.021\%$ для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\pm 0.032\%$ для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Таким образом, для большинства изученных проб полевых шпатов погрешности не более чем в 2.5 раза превышают (причем только для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) собственно аналитическую погрешность метода измерения $\pm 0.02\%$. Использование полевых шпатов обеспечило определение начальных свинцово-изотопных отношений по магматическим породам, по своей точности эквивалентных результатам изучения галенита и других рудных минералов, и дало возможность проведения корректного сравнения и корреляций свинцово-изотопных характеристик пород и рудных месторождений.

В магматических породах Чаткало-Кураминского региона диапазон начальных значений изотопных отношений свинца, определенных по фракциям полевых шпатов, примерно в 1.5 раза шире, чем для рудного свинца. Для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диапазоны значений составляют

17.890–18.070, 15.562–15.616 и 37.916–38.279 соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Модельные параметры эволюции свинца

Мелкомасштабные Pb-Pb диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2) визуализируют соотношение изотопных составов свинца пород и руд Чаткало-Кураминского региона с характеристиками эволюционных кривых двухстадийной модели Стейси-Крамера (далее S-K). Точки изотопных составов

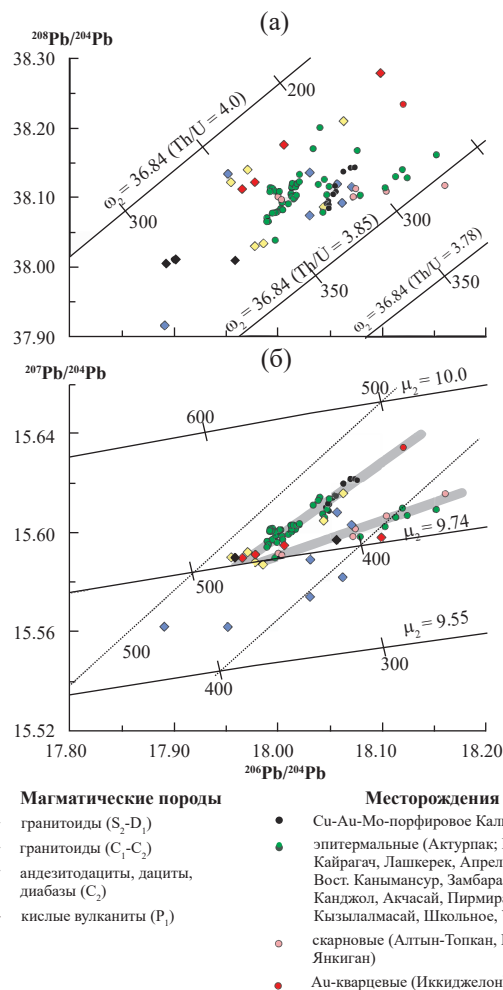


Рис. 2. (а,б) Изотопные диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) с результатами измерений изотопного состава свинца в Au, Ag и полиметаллических месторождениях, а также в магматических породах Чаткало-Кураменского региона (Срединный Тянь-Шань). Аналитическая погрешность ($\pm 0.02\%$) не превышает размеры символов, отображаемых изотопных отношений. На диаграммы сплошными линиями нанесены эволюционные кривые модели Стейси-Крамера (Stacey, Kramers, 1975), точечными линиями – Pb–Pb изохроны. Эволюционные кривые, маркированные значениями $\mu_2 = 9.74$ (рис. 2б) и $\omega_2 = 36.84$ ($\text{Th}/\text{U} = 3.78$) (рис. 2а) являются средними эволюционными кривыми земного свинца по модели Стейси-Крамера.

свинца всех проанализированных нами месторождений региона находятся выше средней эволюционной кривой земного свинца S-K.

Аналогичное положение они занимают по отношению к линии эволюции изотопного состава свинца области «орогена» модели плюмботектоники Зартмана-Доу (далее Z-D) (Zartman, Doe, 1981). Значения эволюционного параметра $\mu_2 (= ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ рудного свинца региона, согласно модели S-K, выше среднего значения 9.74 для земного свинца. При этом региональный диапазон значений μ_2 достаточно узок и находится в пределах 9.74–9.91.

Обратимся к результатам, полученным по магматическим породам. Изучавшиеся четыре серии пород являются выборкой для оценки изотопного состава свинца магматических образований, отвечающих определенным этапам геологической эволюции Чаткало-Кураминского региона. При этом образцы отобраны вне рудоносных зон с целью минимизировать вклад свинца, который потенциально мог быть привнесен в породы гидротермальными растворами. Как и рудный свинец, свинец изучавшихся гранитоидов каледонского (S_2 - D_1), карбонового (C_1 - C_2) возраста и нижнепермских (P_1) кислых вулканических и субвулканических пород, характеризуется значениями $\mu_2 > 9.74$.

Свинец в большей части дацитов и даек диабазов, отобранных в районе Кочбулакского рудного поля, отличается от остальных анализировавшихся пород пониженными значениями отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определяющими значения параметра μ_2 в интервале 9.7–9.55. Область значений $\mu_2 > 9.6$, свойственная в целом свинцу Чаткало-Кураминского региона, характерна для рудоносных гранитоидных интрузий порфировых систем, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках андийского типа (Bouse et al., 1999; Chiaradia et al., 2004; Borba et al., 2016) или при коллизионных процессах (Shafiei, 2010; Чугаев и др., 2021).

Значения модельного ^{207}Pb – ^{206}Pb возраста (T_m), который определяет минимальное время, прошедшее с момента отделения свинца от U–Pb систем резервуаров-источников, для свинца всей совокупности изученных рудных месторождений и магматических пород Кураминского региона находятся в интервале 515–375 млн лет. Учитывая обсуждавшийся выше диапазон возраста месторождений Чаткало-Кураминского региона 315–290 млн лет, определяемый геологическими данными и данными изотопного датирования (U–Pb, Rb–Sr, K–Ar и другие методы), можно видеть, что значения модельного возраста свинца в регионе оказывается на 100–200 млн лет древнее действительного возраста широко проявленной в регионе рудной минерализации и контролирующей ее верхнепалеозойских магматических пород. Это позволяет считать, что в формировании магматических пород и верхнепалеозойской рудной минерализации региона в качестве источника участ-

вовало более древнее, коровое вещество, претерпевшее в более позднее время (относительно времени образования) потерю урана. Такая оценка характера источника согласуется как с повышенными значениями отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ во всей совокупности образцов, так и комплементарно пониженными значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. При обсуждении этого вопроса можно рассматривать непосредственно изотопное отношение $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2), которым определяется модельный эволюционный параметр — элементное отношение Th/U , характеризующее источник (источники) свинца. Диапазон вариаций величины отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в рудном свинце Чаткало-Кураминского региона лежит в пределах значений 2.0990 (месторождение Алтын-Топкан) и 2.1184 (месторождение Кызылалмасай). Значения отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, рассчитанные для всех 63 рудных образцов, находятся в диапазоне 3.86–3.99 и значимо превосходят величину 3.78, отвечающую средней эволюционной кривой модели S–K. Наиболее высокими значениями (среднее 3.956 ± 0.013 (1SD)) обладал источник свинца месторождений Ангреновского рудного района, где преобладают эпиптермальные месторождения. Для свинца месторождений Алмалыкского рудного района (Cu–Au–Mo порфировое Кальмакыр и ассоциирующихся с ним месторождений других типов) рассчитанное среднее отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ составляет 3.926 ± 0.022 (1SD). Относительно самые низкие значения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (среднее 3.908 ± 0.024 (1SD)) свойственны свинцу разнообразных по составу и типу минерализации месторождений Карамазарского рудного района.

Средней эволюционной кривой S–K в диапазоне возраста 350–250 млн лет отвечают значения отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диапазоне ~ 2.084 – 2.092 . В свинце региона в целом (породы плюс месторождения) величины $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и вычисленные значения отношения Th/U варьируют соответственно в пределах 2.0990–2.1243 и 3.86–4.00. Можно заключить, что региональные источники верхнепалеозойских магм и рудоносных флюидов в данном регионе обладали повышенным отношением Th/U по сравнению со средним его значением для земной коры. Эта черта, как показано в ряде работ (Wedepohl, 1995; Kramers, Tolstikhin, 1999), характерна для коровых пород, прошедших рециклинг вещества и испытавших частичную потерю U при высоких P – T параметрах на активных окраинах континентов в зонах субдукции или во внутриплитных условиях.

Излагаемая интерпретация отношения Th/U в свинце Чаткало-Кураминского региона поддерживается двумя особенностями изотопного состава свинца региона. 1. Значения модельного возраста свинца, рассчитанного по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ с использованием параметров модели S–K, для большей части рудных образцов лежит в диапа-

зоне значений 300–257 млн лет, который (в отличие от рассмотренных выше значений модельного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) с неопределенностью 15–20 млн лет совпадает с интервалом времени 315–290 млн лет, который согласно рассмотренным выше геохронологическим данным ограничивает возраст двух главных эпох формирования Au–Ag и полиметаллической минерализации в Чаткало-Кураминском регионе. Это означает, что в породах-источниках свинца, вовлеченных в Чаткало-Кураминском регионе в процесс субдукции и образования рудоносных магм, величина отношения Th/Pb (в отличие от U/Pb и Th/U (!)) на протяжении последних как минимум 500 млн лет оставалось относительно постоянной. 2. Наблюдается корреляция измеренных в рудных образцах значений изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 3).

Предварительно отметим, что изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ без привлечения некоторых дополнительных параметров свинца не позволяет рассчитать модельный возраст T_m свинца в изучаемых образцах. Однако при сопоставлении образцов, имеющих общий источник свинца, непосредственно отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ может служить оценкой относительного вклада его древнего компонента в источ-

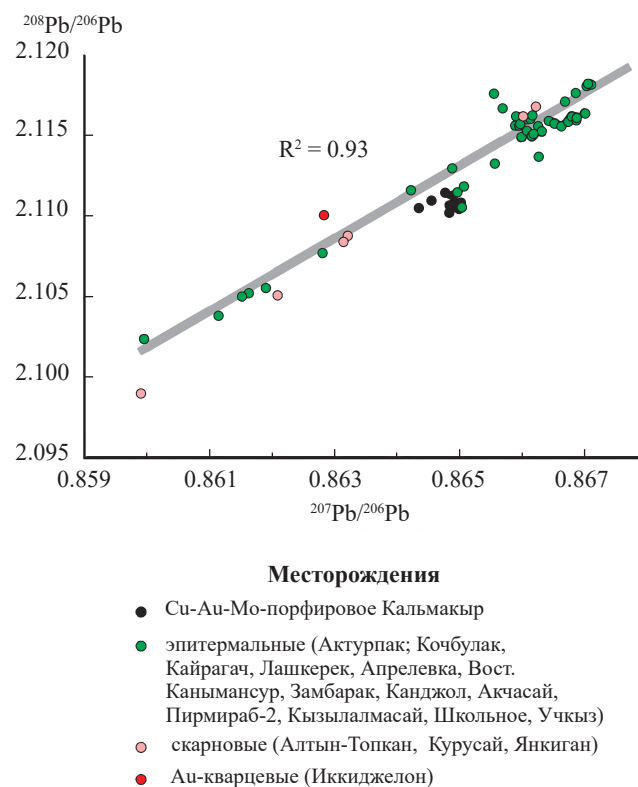


Рис. 3. Изотопная диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с результатами измерений изотопного состава свинца в Au, Ag и полиметаллических месторождениях Чаткало-Кураменского региона (Срединный Тянь-Шань). Аналитические погрешности ($\pm 0.005\%$ и $\pm 0.010\%$) не превышают размеры символов, отображаемых изотопных отношений.

нике. Диаграмма на рис. 3 включает данные по всем 63 проанализированным нами рудным образцам региона. Отчетливо видно, что при отмечавшемся выше относительно небольшом масштабе вариаций изотопного состава рудного свинца Чаткало-Кураминского региона существует прямая корреляция величин отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Эту зависимость можно рассматривать как свидетельство того, что в региональных источниках, заметно гетерогенных по изотопному составу свинца, более древняя компонента свинца, участвовавшая в рециклинге вещества и «отмеченная» более высоким значением отношением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, характеризуется дефицитом изотопа ^{206}Pb , который, в конечном счете, определяется повышенным отношением Th/U в источниках свинца.

По сравнению с рудным свинцом свинец магматических пород региона показывает значительно более слабую корреляцию значений изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. По-видимому, это связано с колебаниями величины отношения Th/U , а отсюда и изотопного отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, в ограниченных и пространственно разобщенных объемах магматических пород (расплавов), которые представлены изучавшимися пробами массой порядка 1–2 кг. В противоположность этому весьма гомогенный изотопный состав свинца рудных минералов в пределах отдельных месторождений и рудных полей формировался в магматогенно-гидротермальных системах в процессе мобилизации свинца из больших объемов мантийного/корового вещества.

Корреляция изотопных отношений свинца, источники рудоносных магм и Au, Ag и полиметалльной минерализации

В системе координат $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы свинца изученных месторождений Чаткало-Кураминского региона распадаются на две группы, которые формируют два линейных тренда (рис. 2б), имеющих высокую достоверность (R^2) линейной аппроксимации, соответственно 0.86 и 0.89. Точки изотопных составов первой группы представляют 49 образцов сульфидов и некоторых других Au-содержащих минералов только из месторождений Алмалыкского и Ангренского рудных районов. Вторая группа изотопных составов Pb, образующая тренд (рис. 2б), представлена данными по 14 образцам галенита, которые относятся ко всем четырем перечисленным типам месторождений. При доминирующей роли объектов Карамазарского района (10 образцов из 6 месторождений) в эту группу по изотопному составу Pb входит галенит только двух месторождений, расположенных вне Карамазарского района — скарнового месторождения Алтын-Топкан (Алмалыкский район) и Au-эпитермального Учкыз (Ангрен-

ский район). В распределении точек изотопного состава свинца месторождений между двумя трендами состав и тип месторождений играют второстепенную роль. На втором тренде совмещены точки всех четырех типов изучавшихся месторождений (Cu-Au-Mo-порфировый, Au-Ag-эпитермальный, Au-кварцевый и Pb-Zn (Mo-W)-скарновый типы).

Оба линейных тренда, четко проявленные в системе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2б), отмечаются и в системе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в виде более «размытых» трендов (рис. 2а). Некоторое перераспределение точек между трендами на рисунке 2а по сравнению с трендами на рисунке 2б произошло из-за участия отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, которое в свою очередь определяется величиной Th/U в источнике рудного свинца.

Как видно, изотопный состав рудного свинца и его распределение в основном коррелируют с геологической позицией месторождений Чаткало-Кураминского региона и не зависят от состава их минерализации. Эта региональная особенность свинца в целом согласуется с выводами более ранних изотопных исследований крупных рудных провинций, согласно которым изотопный состав свинца рудных месторождений определяется составом пород и геохимическим типом вмещающих месторождения участков и блоков континентальной коры (Macfarlane et al., 1990; Bouse et al., 1999; Чернышев, Шпикерман, 2001; Chiaradia et al., 2008; Чугаев и др., 2021).

Можно отметить «крутой» наклон трендов на рисунке 2б. Тангенсы углов наклона составляют 0.281 и 0.138, отвечая модельным (по S-K) возрастам источника свинца соответственно ~3.2 и ~2.0 млрд лет. Интерпретация «крутых» трендов как вторичных изохрон в геологическом отношении представляется нереальной. В рамках альтернативного объяснения трендов как линий смешения можно привести лишь общие соображения относительно природы компонентов свинца, участвующих в смешении. Одним из них является обыкновенный, по происхождению мантийно-коровый свинец, обладающий значениями параметра μ_2 , в интервале 9.5–9.8 характерными для островодужных или окраинно-континентальных областей Андийского типа. Высокие значения изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (особенно в свинце месторождений, формирующих более крутой тренд) указывают на то, что другим компонентом был свинец так или иначе мобилизованный из древних, очевидно, докембрийских пород. Возможно, существовал игравший подчиненную роль третий компонент — верхнекоровый свинец, обладающий значениями параметра μ порядка 10 и выше. Признаком ограниченного участия третьего компонента является разброс точек относительно трендов.

Параметры изотопного состава свинца рудных месторождений и пород Чаткало-Кураминского ре-

гиона в целом совместимы с моделью образования порфировых и эпитермальных месторождений в «нормальных дуговых обстановках» (Richards, 2011, 2022 и цитируемые в них работы). Согласно модели (рис. 4), первичные базальтовые магмы при субдукции образовались в зоне мантийного клина за счет частичного плавления вещества мантийной литосферы, метасоматизированной при дегидратации субдуцированной океанической коры. Дальнейшее изменение состава мантийных магм, которые образовались в зоне мантийного клина и уже приобрели гибридные черты, происходило при подъеме магм в MASH-зоне⁴ в нижней коре. Рассматривая в рамках модели изотопные характеристики Pb (а также Sr и Nd) Чаткало-Кураминского региона, можно полагать, что процессы, происходившие в MASH-зоне⁴ сыграли ключевую роль в формировании источника (источников) рудоносных гибридных мантийно-коровых магм.

В ходе этих процессов:

- состав исходных базитовых магм изменялся вплоть до гранитоидного и приобретал коровые изотопные метки;
- с участием мантийных и коровых компонентов в магматическом источнике сформировался

⁴ MASH — melting, assimilation, storage, homogenization.

изотопный состав свинца, который в эволюционных моделях по параметру $\mu = 9.7\text{--}9.9$ примерно отвечает среднекоровому свинцу; он оставался таковым в период времени $C_1\text{--}P_1$ на протяжении 30–40 млн лет;

- сформировался масштаб изотопной неоднородности, в свою очередь определивший небольшие различия в изотопном составе свинца, которые проявляются при сравнении месторождений, локализованных в разных районах Чаткало-Кураминского региона.

Образование упоминавшихся выше эффузивов андезитодацитов и диабазовых даек Кочбулакского рудного поля в Ангренском районе и их некоторое отличие по изотопному составу свинца от других магматических пород и региона, возможно связано с разрывом сплошности слэба и быстрым подъемом на поверхность слабо контаминированных первичных мантийных расплавов.

«Батолитовый комплекс» (рис. 4) на территории Чаткало-Кураминского региона, вероятно, представлял собой серию обособленных магматических камер, эволюция которых сопровождалась образованием интрузивных тел, сепарацией флюидов и формированием рудно-магматических систем (РМС), которые по своему масштабу соответство-

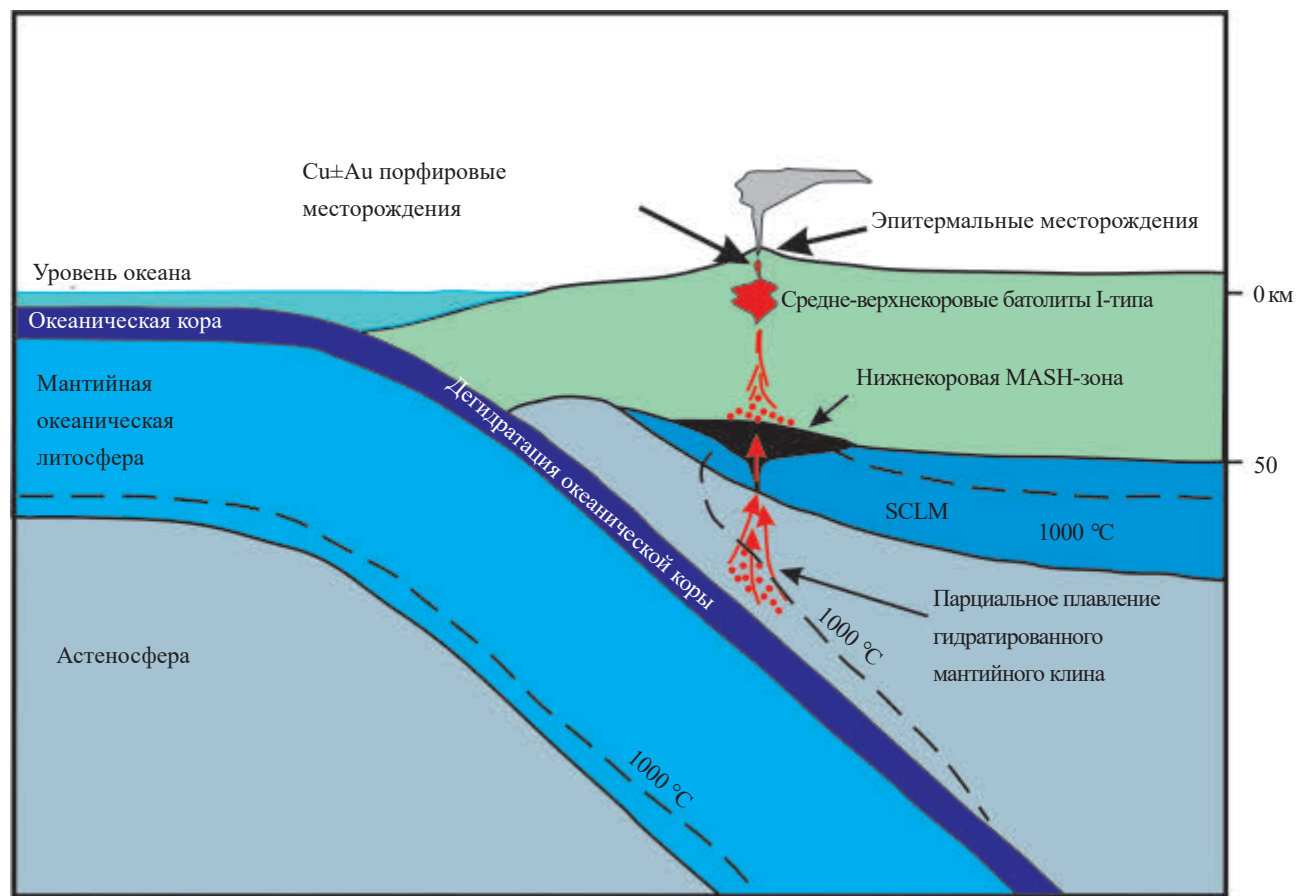


Рис. 4. Схема вулканической континентальной дуги, демонстрирующая образование рудоносных магм при формировании порфировых и эпитермальных месторождений в зоне субдукции (по Richards, 2011). Сокращения на графике: MASH — melting, assimilation, storage, homogenization; SCLM — subcontinental lithospheric mantle.

вали отдельным месторождениям или рудных полям, как, например, Кочбулакское и Алмалыкское рудные поля. Изотопная гомогенизация свинца, происходившая в пределах РМС, как мы полагаем, и определила характер вариаций (распределения) изотопного состава свинца, при котором при весьма высокой степени его гомогенности в пределах отдельных месторождений существуют заметные, хотя и небольшие различия изотопного состава, отличающие друг от друга поля и районы Чаткало-Кураминского металлогенической провинции.

Выявленное в Чаткало-Кураминском регионе на основе результатов высокоточного MC-ICP-MS анализа близкое сходство изотопных характеристик свинца полевых шпатов палеозойских магматических пород и свинца рудных минералов месторождений, которым обусловлено единое поле изотопных составов свинца на диаграммах (рис. 2а,б), поддерживает геологические представления о связи процессов минерализации различного метального профиля с субдукционным магматизмом в данном регионе и является пока одним из немногих прямых (типа *finger print*) доказательных фактов в пользу генетической связи Cu—(Au)—Mo порфировых и Au—Ag эпитеpmальных месторождений с батолитовыми и субвулканическими гранитоидами в рамках единых РМС. Дополнительным обоснованием вышесказанному является идентичность значений $(^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i$ в гранитоидах и жильных минералах некоторых Au—Ag эпитеpmальных месторождений региона.

Отметим еще один интересный факт, фиксируемый благодаря высокой точности применявшегося метода изотопного анализа Pb. Он заключается в весьма близком сходстве изотопных составов Cu—(Au)—Mo порфирового месторождения Кальмакыр и Au-эпитеpmального месторождения Актурпак. По данным анализа в общей сложности 14 образцов галенита и пирита средние значения всех изотопных отношений в этих месторождениях совпадают в пределах односигмового ($\pm 1\text{SD}$) интервала (табл. 2) Эти два месторождения, как уже выше отмечалось, рассматриваются как часть единой Алмалыкской порфирово-эпитеpmальной системы (Коваленкер и др., 2007; Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004). Идентичность изотопного состава свинца порфировой и эпитеpmальной минерализации можно рассматривать как одно из подтверждений реальности используемой генетической модели Дж. Ричардса (рис. 4) (Richards, 2011, 2022), предполагающей единство источника рудоносных растворов, сформировавших порфировую и эпитеpmальную минерализацию, которые, будучи сближены в пространстве, различаются минеральным составом и геохимическим профилем в силу разных *P-T* условий своего формирования.

Выше была подробно рассмотрена особенность U—Th—Pb системы регионального источника ру-

доносных магм Чаткало-Кураминского региона — повышенное (относительно среднекорового 3.78) значение параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, лежащее в диапазоне 3.86—3.99. В связи с этим отмечалось, что частичная потеря урана коровыми породами, прошедшими рециклинг в условиях нижней коры ($T > 600^\circ\text{C}$), рассматривается как причина деплетированности U—Th—Pb систем магм в отношении урана. Результаты изучения изотопного состава свинца Чаткало-Кураминского региона в согласии с древними (0.9—1.5 млрд лет) значениями Sm—Nd модельного возраста магматических пород региона позволяют идентифицировать эти рециклированные породы и свидетельствуют о том, что коровым компонентом магм, формировавшихся в обстановке субдукции, являлись составляющие фундамент Чаткало-Кураминского террейна докембрийские (позднепротерозойские) породы. Контаминация исходных мантийных магм веществом докембрийских пород, деплетированных ураном, согласно схеме (рис. 4), вероятно, происходила в MASH-зоне и выше нее по мере продвижения магмы через толщу континентальной коры.

Отмеченные выше особенности свинца Чаткало-Кураминского террейна (обогащенность изотопами ^{208}Pb и ^{207}Pb , деплетированность ураном источника магм) отмечаются и в других террейнах Западного Тянь-Шаня: Срединного, Северного, а также в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня (Chiaradia et al., 2006). В этой зоне ЦАСП наблюдается систематическое с юго-запада на северо-восток уменьшение ураногенной составляющей изотопного состава рудного свинца, которое обусловлено увеличением в источнике вклада вещества докембрийских блоков, лежащих на Таримском фундаменте.

Возвращаясь теперь к обсуждавшимся выше трендам распределения изотопных составов свинца, можно добавить, что эта линейная корреляция отражает неоднородность рудогенерирующих магм в отношении **двух компонентов**, смешанных в глубинных условиях в MASH-зоне — свинца исходных базальтовых расплавов и свинца ассимилированных пород фундамента региона, что вполне согласуется с упомянутыми выше данными изучения Rb—Sr и Sm—Nd систем магматических пород и рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона.

Участие в рудообразовании другого, второстепенного по своему вкладу компонента свинца, изотопные характеристики которого отвечают верхнекоровым, предположительно обусловлено контаминацией рудоносных растворов свинцом, мобилизованным из терригенно-осадочных флишеидных (O—S) и терригенно-карбонатных (D_3 — C_1) пород, слагающих соответственно основание Бельтау-Кураминской дуги и вышележащую часть осадочного разреза региона. Эти породы за счет присутствия в них древнего кластогенного материала могли к началу верхнепалеозойских рудообразующих эпох

стать источником свинца с повышенными содержаниями радиогенных изотопов свинца. Кроме того, как уже выше отмечалось, эти породы и особенно породы О-S специализированы на рудообразующие элементы (Усманов, 2001). В этой связи отметим, что во всех, правда, немногочисленных случаях, когда упомянутые породы являются непосредственно рудовмещающими (месторождения Иккиджелон, Алтын-Топкан, Акчасай), изотопный состав свинца в таких месторождениях относится к числу наиболее радиогенных ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.07\text{--}18.10$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.63$), а значения параметра μ_2 относятся к числу наиболее высоких в регионе: $9.82\text{--}9.93$.

Свинцово-изотопные данные, как и ранее опубликованные результаты Rb—Sr изохронного датирования Au—Ag минерализации (Чернышев и др., 2011а), поддерживают концепцию, согласно которой формирование Au—Ag минерализации в месторождениях Кочбулак и Кайрагач, несмотря на их ассоциированность с андезито-дацитами $\text{C}_1\text{--C}_2$, происходило в порфирово-эпitherмальной системе и генетически было связано с внедрением более поздних (по отношению к андезито-дацитам) субвулканических гранит-порфиров нижнепермского возраста (Коваленкер и др., 2007).

Масштаб региональных и локальных вариаций изотопного состава свинца

Совокупность величин изотопных отношений свинца, полученных по Чаткало-Кураминскому региону, включающая детальные свинцово-изотопные данные по отдельным месторождениям (Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач, Лашкерек, от 4 до 17 образцов по каждому месторождению), позволяют оценить степень региональной и локальной гомогенности изотопного состава свинца в регионе и ее возможные причины.

Сначала отметим, что в 50–60-е годы прошлого столетия на начальном этапе развития геохимии изотопов свинца и методов его изотопного масс-спектрометрического анализа гомогенной считалась совокупность образцов или объектов, в которой вариации изотопного состава свинца не превышали 0.3–0.5 % (Kanasewich, 1968). В последующем, в период широкого применения приборов и методик термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) с характерными для нее погрешностями изотопного анализа свинца 0.1–0.3 %⁵ в качестве

условной границы между гомогенным и гетерогенным изотопным составом принимался уровень 0.1 % (Gulson, 1986), который примерно отвечал минимальной погрешности метода TIMS. В результате начавшегося уже в нынешнем столетии применения метода MC-ICP-MS, повлекшего снижение погрешности изотопного анализа обыкновенного свинца (по сравнению с TIMS) почти на порядок, было показано, что в целом ряде фанерозойских месторождений различного геологического положения и генезиса гомогенность изотопного состава свинца обнаруживается на уровнях ниже 0.1 %, вплоть до уровня 0.02 %, отвечающего аналитической погрешности MC-ICP-MS анализа (Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2008; Чернышев и др., 2018; Чугаев и др., 2020; Чернышев и др., 2023).

Значения коэффициентов вариации $v_{i/4}$ изотопного состава свинца для Чаткало-Кураминского региона, вычисленные на основании результатов по данным всей совокупности изученных рудных образцов, составляют $v_{6/4} = 0.25\%$, $v_{7/4} = 0.054\%$ и $v_{8/4} = 0.082\%$. По этим характеристикам свинец Чаткало-Кураминского региона в отношении своего изотопного состава является одним из наиболее гомогенных среди других крупных провинций с рудной минерализацией магматогенно-гидротермального происхождения, для которых в последние годы выполнены высокоточные измерения изотопного состава рудного свинца (Урал, Забайкалье, Ю. Сихотэ-Алинь, Ю. Верхоянье). Более низкими (в среднем в 1.5 раза) значениями коэффициентов $v_{i/4}$ обладает только свинец колчеданно-полиметаллических месторождений рудного Алтая (Чернышев и др., 2023).

Коэффициенты вариации $v_{i/4}$, рассчитанные по результатам анализа минералов отдельно для каждого из упомянутых месторождений Кальмакыр, Актурпак, Кочбулак, Кайрагач и Лашкерек (табл. 2), лежат в пределах значений $v_{6/4} = 0.082\text{--}0.015\%$, $v_{7/4} = 0.030\text{--}0.006\%$ и $v_{8/4} = 0.060\text{--}0.008\%$. Эти значения существенно (в среднем в 2–5 раз) ниже значений для региона в целом (табл. 2). Таким образом, гомогенность изотопного состава свинца, наблюдаемая в Чаткало-Кураминском регионе в целом в еще большей степени проявлена внутри входящих в него месторождений, в которых масштаб вари-

не эффективным или даже бессмысленным. Погрешность измерения изотопных отношений свинца методом TIMS весьма критична к целому ряду факторов и условий проведения масс-спектрометрического анализа. Мировая практика показала, что погрешность этого метода, оцениваемая как воспроизводимость параллельных анализов ($\pm 2\text{SD}$), даже в оптимальных условиях составляет $\pm 0.05\%$ на единицу разницы масс, т. е. $\pm 0.1\%$ для изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и в 1.5–2 раза большую величину соответственно для отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Трудно контролируемые отклонения от оптимальных условий анализа в разных ситуациях приводят к возрастанию погрешности до 0.3–0.4 % и более.

⁵ Полученные по второй половине XX столетия результаты применения метода TIMS продолжают оставаться основой знания общих закономерностей эволюции изотопного состава земного свинца. Однако при изучении его распределения и причин вариаций в пределах тектонических блоков и отдельных регионов Земли, в которых, как показано в последние годы, вариации изотопного состава лежат на уровне первых десятых долей % и в редких случаях составляют первые %, применение метода TIMS представляется

ций изотопных отношений в среднем близок к уровню величины погрешности их измерения $\pm 0.02\%$. Средние значения изотопных отношений свинца конкретных месторождений во многих случаях отличаются друг от друга на величины, превышающие значения коэффициентов $\bar{v}_{i/4}$ ⁶. Аналогичный характер распределения изотопного состава рудного свинца наблюдается и в других упоминавшихся металлогенических провинциях.

Потенциальное практическое значение сохраняет зависимость изотопного состава свинца и степени его гомогенности от масштаба рудной минерализации, хотя ранее проводившееся с применением метода TIMS на примере месторождений Австралии, Тасмании и Северной Америки изучение влияния «тоннажа металлов» (или масштаба рудообразующей системы) на степень гомогенности изотопного состава свинца не привело к однозначным выводам (Gulson, 1986). Изучение взаимосвязи этих двух характеристик затруднено ввиду влияния на каждую из них ряда геологических условий рудообразования. Кроме того, сама граница между гомогенным и гетерогенным изотопным составом свинца оставалась «размытой» вследствие ограниченной точности метода TIMS (см. примечание 5). Высокоточные данные, полученные в настоящей работе, на вопрос о возможности существования *прямой зависимости* между обсуждаемыми характеристиками конкретно для месторождений Чаткало-Кураминского региона, дают отрицательный ответ. Коэффициенты вариации $v_{6/4}$, $v_{7/4}$, $v_{8/4}$ для пяти месторождений не превышают значения 0.08 %, 0.03 % и 0.06 % соответственно. При этом максимальными значениями обладает свинец суперкрупного (Кальмакыр) и крупного (Кочбулак) месторождений, в то время как минимальные значения 0.03–0.006 %, близкие к уровню аналитической погрешности, и, следовательно, отвечающие наиболее гомогенному изотопному составу свинца, характерны для относительно менее крупных по масштабу минерализации месторождений Кайрагач и Лашкерек.

Рассмотренные месторождения Чаткало-Кураминского региона обладают характеристиками гомогенности изотопного состава свинца, близкими к таковым для ранее изученных крупных и суперкрупных месторождений различного состава и возраста, локализованных в металлогенических провинциях России, таким как месторождения Арсеньевское и Южное (Sn–Pb–Zn, Южный Сихотэ-Алинь), Дарасун (Au, Восточное Забайкалье), Гайское и Сафьяновское (Cu–Pb–Zn, Урал) (Чернышев и др., 2008; Чугаев и др., 2013; Chugaev et al., 2020 и другие ра-

боты). Одним из исключений в отношении гомогенности изотопного состава свинца является крупное орогенное золоторудное месторождение Нежданинское (Ю. Верхоянье)⁷, по которому изучавшийся галенит (всего 62 образца) принадлежит к двум разновозрастным минеральным ассоциациям — Au-сульфидной и наложенной Au-полиметаллической, значимо различающихся по изотопному составу свинца: в среднем на 0.3 % по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.07 % по $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 0.23 % по $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В то же время галенит каждой из двух минеральных ассоциаций, формирующих месторождение, характеризуется значениями коэффициентов $v_{i/4}$, которые почти на порядок ниже вычисленных для Нежданинского месторождения в целом и не более чем в 2 раза превышают аналитическую погрешность $\pm 0.02\%$ (Чернышев и др., 2011б).

Данные по месторождению Нежданинское, уникальные по своей представительности и детальности, дают основание предположить, что определяющим фактором, который на конкретных месторождениях влиял на степень гомогенности изотопного состава свинца, были изменения тектонической обстановки в магматогенно-гидротермальной системе месторождений в ходе рудоотложения, повлиявшие на смену источника свинца (и других металлов) в рудоносном флюиде. Относительно высокую степень гомогенности изотопного состава свинца разновысотных месторождений Чаткало-Кураминского региона, различающихся геохимическим профилем минерализации, парагенезисом рудных минералов и другими особенностями, можно объяснить тем, что формирование каждого месторождения происходило при доминирующей роли одного магматогенного источника свинца, питавшего данную РМС. Другой источник — разнообразные по минералого-петрографическому составу терригенные породы нижнепалеозойского основания Чаткало-Кураминского региона, как уже отмечено выше, играл второстепенную роль. Возможно, что влияние этих верхнекорковых контаминантов с неизбежными различиями изотопного состава свинца было одной из причин относительно небольших изотопных отличий, которые выявляются в Чаткало-Кураминском регионе при сопоставлении между собой индивидуальных месторождений или отдельных их групп.

Возможность химических изотопных сдвигов, происходивших непосредственно в зоне рудоотложения после поступления в нее металлоносных растворов, как для месторождений Чаткало-Кураминского, так и других регионов, сейчас можно исключить ввиду полного отсутствия количественных оценок эффектов фракционирования изотопов свинца в гидротермальных условиях. Представляет-

⁶ Коэффициенты $v_{i/4}$ и $\bar{v}_{i/4}$ — выраженные в % средне-квадратичное отклонение соответственно единичных и средних значений изотопных отношений, где $i/4$ — отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $v_{i/4} = \sqrt{N} \cdot \bar{v}_{i/4}$; где N — количество проанализированных образцов.

⁷ Нежданинское входит в тройку крупнейших по запасам золота (638 т Au) месторождений России.

ся также, что длительное протекание гидротермальных процессов, формировавших крупные месторождения, было не причиной химических сдвигов в изотопном составе свинца, а скорее фактором его выравнивания и гомогенизации в пределах крупных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко суммируем главные особенности изотопного состава свинца позднепалеозойских месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминской провинции, отражающие происхождение локализованной в ней крупномасштабной, мирового класса Au, Ag и полиметальной минерализации и природу ее источников. Об изотопных характеристиках свинца, их сходстве, вариациях и различного рода коррелятивных связях в изучаемых объектах мы имеем возможность судить на основании данных высокоточного ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS анализа.

В относительном выражении масштаб (размах) вариаций величин изотопных отношений свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, составляющий в Чаткало-Кураминском регионе 0.94 %, 0.33 % и 0.52 % соответственно, **является одним из минимальных** среди рудных провинций мира. Такая изотопная гомогенность свинца в регионе в целом сочетается с гомогенностью изотопного состава свинца, проявленной в еще более высокой (в 2–5 раз) степени в пределах конкретных рудных месторождений региона.

Изотопный состав свинца, характерный для месторождений и рудных полей, коррелирует с их геологической позицией в регионе и **не зависит** от минерального состава, геохимического профиля и других вещественных особенностей месторождений.

Выявленное близкое сходство изотопных характеристик свинца позднепалеозойских магматических пород и рудных месторождений является одним из прямых доказательств **генетической** связи локализованных в Чаткало-Кураминском регионе разнотипных по составу Au, Ag и полиметаллических месторождений с батолитовыми и субвулканическими гранитоидами, образованными в ходе субдукционного магматизма. Факт идентичности изотопного состава свинца Cu–Au–Mo месторождения Кальмакыр порфиривого типа и Au-эпитермального месторождения Актурпак поддерживает реальность представлений (Kovalenker, 2003; Kovalenker et al., 2004; Коваленкер и др., 2007) **о единстве источника рудоносных растворов**, формирующих порфириковую и эпитермальную минерализацию, которые совмещены в пространстве, но различаются по *P–T* условиям формирования и составу. Этот факт согласуется и с известной схемой формирования порфириковых и эпитермальных месторождений в обстановке субдукции (Richards, 2011).

Изотопный состав и корреляция изотопных отношений свинца (в согласии с ранее опубликованными данными по Sr и Nd) определяют свинец рудных месторождений и магматических пород Чаткало-Кураминского региона, как **среднекоровый, характерный для островодужных областей** Андийского типа, сформировавшийся с участием мантийных и коровых компонентов. При сопоставлении этих данных с генетической моделью Дж. Ричардса (2011) (рис. 4) можно предположить, что мантийной составляющей источника (источников) магм в изучаемом регионе было вещество **мантийной литосферы и океанической коры**, подвергшееся частичному плавлению в субдукционной обстановке в зоне мантийного клина. В то же время результаты изучения изотопного состава свинца в согласии, прежде всего, с данными по Nd позволяют идентифицировать второй, коровый компонент рудоносных магм региона. Повышенные значения изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, характерные для свинца рудных месторождений и пород региона, интерпретируемые в рамках эволюционной модели Стейси-Краммерса (1975), указывают на повышенное относительно среднекорового значения параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в диапазоне 3.86–3.99 и, как следствие, на **значительный вклад вещества докембрийских пород фундамента** Чаткало-Кураминского террейна в формирование субдукционных гранитоидных магм. В этом отношении Чаткало-Кураминский регион не является исключением среди других террейнов Западного Тянь-Шаня, в которых, по свинцово-изотопным данным (Chiaradia et al., 2006), идентифицируется проявленный в разной степени вклад вещества докембрийских блоков фундамента Центрально-Азиатского складчатого пояса, участвовавших в петрогенезисе гранитоидов.

Обращаясь к вопросу о весьма высокой степени гомогенности изотопного состава Pb в месторождениях Чаткало-Кураминского региона, и исходя из вполне реалистичного предположения о том, что формирование рудно-магматических систем месторождений происходило (или, по крайней мере, начиналось) в магматических камерах, которые (по Richards, 2011) находятся в зоне образования верхнекоровых (5–6 км) батолитов I-типа, можно предполагать, что в процессе формирования месторождений действие соответствующих им РМС не сопровождалось фракционированием компонентов U–Th–Pb системы. При этом роль контаминации флюидов рудовмещающих пород была незначительной, что обеспечивало сохранение индивидуальности изотопного состава свинца и его гомогенности в пределах конкретных месторождений.

Авторы выражают благодарность своим коллегам — сотрудникам ИГЕМ РАН К. Н. Шатагину, Н. И. Сердюку, И. В. Рассохиной, О. Ю. Плотин-

ской за помощь при проведении работы и подготовке статьи. Авторы благодарны научному редактору статьи А. Б. Кузнецову, а также А. В. Иванову и анонимному рецензенту за полезные замечания и рекомендации.

Работа выполнена по темам Госзадания ИГЕМ РАН FMMN-2024-0021 и FMMN-2024-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альпиев Е.А., Кулешов В.А. (2013) Металлогения и полезные ископаемые Чаткало-Кураминской металлогенической зоны. *Вестник Казанского НТУ*. 5, 3–10.
- Агапова А.А., Чернышев И.В., Троицкий В.А., Коваленкер В.А., Русинов В.А. (1990). Изотопный состав свинца и стронция эпитеpmальных золото-серебряных месторождений Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня. Тезисы докладов совещания «Изотопное датирование эндогенных рудных формаций». Киев, 165–167.
- Волков В.Н., Гольцман Ю.В., Аракелянц М.М. и др. (1997) Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) *Стратиграфия и геологическая корреляция*. (1), 86–104.
- Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. (1998). Ташкент: Университет, 722 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 328 с.
- Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. (1997) Эпитеpmальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан). *Геология рудных месторождений*. 39(2), 127–152.
- Коваленкер В.А., Конеев Р.И., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю. (2007) Кураминская позднепалеозойская порфирово-эпитеpmальная золоторудная провинция (Срединный Тянь-Шань). *Современные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан*. Ташкент: ИМР, 86–89.
- Куренков С.А., Аристов В.А. (1995) О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана. *Геотектоника*. (6), 22–32.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. (2012) Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН. 320 с.
- Металлогения золота и меди Узбекистана. (2012) Ташкент, 339–341.
- Пирназаров М.М., Колоскова С.М. (2005) Геохимические поля рудно-магматических систем Шаваз-Дукентского вулканно-тектонического грабена (Ангренский золоторудный район). *Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение*. Ташкент. Fan va texnologiya. 290–293.
- Усманов Ф.А. (2001) Статистический металлогенический анализ. Породно-рудные ассоциации (на примере Чаткало-Кураминских гор). *Геология и минеральные ресурсы*. 1, 3–15.
- Чернышев И.В., Шпикерман В.И. (2001) Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения Центральной части Северо-Востока Азии. *ДАН*. 377(4), 530–533.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. (2007) Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb. *Геохимия*. (11), 1155–1168.
- Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Shatagin K.N. (2007). High-precision Pb isotope analysis by multicollector-ICP-mass-spectrometry using $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ normalization: optimization and calibration of the method for the studies of Pb isotope variations. *Geochem. Int.* 45(11), 1065–1076.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. (2008) Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов. *ДАН*. 418(4), 530–535.
- Чернышев И.В., Коваленкер В.А., Гольцман Ю.В., Плотинская О.Ю., Баирова Э.Д., Олейникова Т.И. (2011a) Изохронное Rb-Sr датирование процессов позднепалеозойского эпитеpmального рудогенеза на примере месторождения золота Кайрагач (Кураминский рудный район, Срединный Тянь-Шань), *Геохимия*. (2), 115–128.
- Chernyshev I.V., Kovalenker V.A., Goltzman Y.V., Plotinskaya O.Y., Bairova E.D., Oleinikova T.I. (2011) Rb-Sr isochron dating of late paleozoic epithermal ore-forming processes: A case study of the Kairagach gold deposit, Kurama ore district, Central Tien Shan. *Geochem. Int.* 49(2), 107–119.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. (2011b) Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция. *Геология рудных месторождений*. 53(5), 395–418.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. (2017) Аномальный изотопный состав свинца галенита и возраст процесса преобразования гидротермальных урановых минералов (на примере месторождения Чаули, Чаткало-Кураминский район, Узбекистан). *Геология рудных месторождений*. 59(6), 576–586.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. (2018) Изотопный состав свинца и источники металлов в месторождениях зо-

лота и серебра Южного Верхоянья (Якутия, Россия): по данным высокоточного MC-ICP-MS метода. *Геология рудных месторождений*. **60**(5), 448–471.

Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Дергачев А.Л., Раткин В.В. (2023) Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца. *Геохимия*. **68**(6), 545–569.

Chernyshev I.V., Vikentyev I.V., Chugaev A.V., Dergachev A.L., Ratkin V.V. (2023) Sources of metals for the Rudny Altai VMS deposits: results of high-precision MC-ICP-MS lead isotope study. *Geochem. Int.* **61**(6), 539–561.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. (2013) Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со Структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb). *Геология рудных месторождений*. **55**(4), 282–294.

Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Травин А.В., Коссова С.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Плотинская О.Ю., Олейникова Т.И., Садасюк А.С. (2020) Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные ^{39}Ar – ^{40}Ar геохронометрии. *Геохимия*. **65**(11), 1059–1079.

Chugaev A.V., Dubinina E.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Kossova S.A., Larionova Y.O., Nosova A.A., Plotinskaya O.Yu., Oleinikova T.I., Sadasyuk A.S. (2020) Sources and Age of the gold mineralization of the Irokinda Deposit, Northern Transbaikalia: evidence from Pb, S, Sr, and Nd isotope-geochemical and ^{39}Ar – ^{40}Ar geochronological data. *Geochem. Int.* **58**(11), 1208–1227.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Дубинина Е.О., Садасюк А.С., Гареев Б.И., Коссова С.А., Баталин Г.А. (2021) Коровый источник Pb и S на золото-порфиоровом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): высокоточные Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные. *Геология рудных месторождений*. **63**(3), 195–206. Эндогенные источники рудного вещества (1987). М.: Наука, 187–199 с.

Audétat A., Pettke T., Heinrich C.A., Bodnar R.J. (2008) The composition of magmatic hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*. **103**, 877–908.

Biske Y.S., Seltnmann R. (2010) Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan Oceans. *Gondwana Res.* **17**, 602–613.

Borba M.L., Junior F.C., Kawashita K., Takehara L., Babinski M., Bruckman M. (2016) The Bajo de la Alumbrera and Agua Rica Cu–Au (Mo) porphyry deposits of Argentina: Genetic constraints on ore formation and

sources based on isotope signatures. *Ore Geology Reviews*. **75**, 116–124.

Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L. (1999) Lead isotope compositions of Late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona; implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits. *Economic Geology*. **94**(2), 211–244.

Cheng Zh., Zhang Zh., Turesebekov A., Nurtaev B.S., Xu L., Santosh M. (2018a) Petrogenesis of gabbroic intrusions in the Valerianov-Beltau-Kurama magmatic arc, Uzbekistan: The role of arc maturity controlling the generation of giant porphyry Cu–Au deposits. *Lithos*. **320–321**, 75–92.

Cheng Zh., Zhang Zh., Chai F., Hou T. Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B.S. (2018b) Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples. *International geology review*. **60**(1), 1–20.

Cherniak D.J. (1995) Diffusion of lead in plagioclase and K-feldspar: an investigation using Rutherford backscattering and resonant nuclear reaction analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **120**, 358–371.

Chiaradia M., Fontboté L., Paladines A. (2004) Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1 N–4 S): a lead isotope synthesis. *Economic Geology*. **99**(6), 1085–1106.

Chiaradia M., Konopelko D., Seltnmann R., Cliff R. (2006) Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay. *Mineralium Deposita*. **41**, 411–428.

Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A. (2020) Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb–Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study. *Ore Geology Reviews*. **125**, 103683.

Collerson K.D., Kamber B.S., Schoenberg R. (2002) Applications of accurate, high precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* **188**, 65–83.

Dolgoplova A., Seltnmann R., Konopelko D., Biske Y.S., Shatov V., Armstrong R., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. (2017) Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids. *Gondwana Research*. **47**, 76–109.

Golovanov I.M., Nikolaeva E.I., Khazhikhin M.A. (1986) Geological and structural conditions of localization of the high-grade ores of porphyry copper deposits. In: *Geology and metallogeny of copper deposits*

- (Eds. G.H. Fridrich et al.). Springer Verlag: Berlin-Haidelberg. 261–270.
- Gulson B.L. (1986) Lead isotopes in mineral exploration. *Dev. Econ. Geol.* **23**, 245.
- Islamov F., Kremenetsky A., Minzer E., Koneev R. (1999) The Kochbulak-Kairagach ore field Au, Ag and Cu deposits of Uzbekistan. In *Excursion Guidebook of the IGCP-473 International field Conference in Uzbekistan. IAGOD Guidebook series 7* (Eds Shayakubov et al.). GFZ, Potsdam. 91–106.
- Kamenov G.D., Perfit M.R., Jonasson I.R., Mueller P.A. (2005) High-precision Pb isotope measurements reveal magma recharge as a mechanism for ore deposit formation: Examples from Lihir Island and Conical seamount, Papua New Guinea. *Chem. Geol.* **219**, 131–148.
- Kamenov G.D., Saunders J.A., Hames W.E., & Unger D.L. (2007) Mafic magmas as sources for gold in middle Miocene epithermal deposits of the northern Great Basin, United States: evidence from Pb isotope compositions of native gold. *Economic Geology*. **102**(7), 1191–1195.
- Kamenov G.D., Melchiorre E.B., Ricker F.N., DeWitt E. (2013) Insights from Pb isotopes for native gold formation during hypogene and supergene processes at Rich Hill, Arizona. *Economic Geology*. **108**(7), 1577–1589.
- Kanasewich E.R. (1968) The interpretation of lead isotopes and their geological significance. In: *Radiometric Dating for Geologists*. pp. 147–223, E.I. Hamilton, R.M. Farguar, eds., Wiley-Interscience. New York, 506 p.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N. (1997) Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical geology*. **139**(1–4), 75–110.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. (2007) Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications. *Lithos*. **97**, 140–160.
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. (2017) A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan. *Gondwana Research*. **47**, 110–130.
- Kovalenker V.A. (2003) Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem. *Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency*. Tashkent: IMR. 148–149.
- Kovalenker V.A., Chernyshev I.V., Plotinskaya O.Yu., Prokof'ev V.Yu. (2004) Ore mineralogy, fluid inclusions, age and isotope characteristics of the Late Paleozoic high-sulfidation gold-telluride deposits in the Kurama Mountains, Middle Tien Shan. In *Gold-silver-telluride deposits of the Golden Quadrilateral, South Apuseni Mts., Romania* (Eds. N.J. Cook, C.L. Chiobanu). IAGOD Guidebook ser. 12. 239–241.
- Kovalenker V., Chernyshev I., Plotinskaya O., Prokof'ev V., Koneev R. (2008) The super-large Kurama porphyry-epithermal gold province (Middle Tien Shan): Key deposits, magmatic and hydrothermal activity age, mineralogical and fluid regime features. In 33. International Geological Congress. Abstract CD-ROM, X-CD Technologies. Oslo, Norway. MRD10
- Macfarlane A.W., Marcet P., Le Huray A.P., Petersen U. (1990) Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*. **85**(8), 1857–1880.
- Mikolaichuk A.V., Kurenkov S.A., Degtyarev K.E., Rubtsov V.I. (1997) Northern Tien Shan main stages of geodynamic evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic. *Geodynamics*. (6), 16–34.
- Moralev G.V., Shatagin K.N. (1999) Rb-Sr study of Au-Ag Shkol'noe deposit (Kurama Mountains, north Tadjikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes. *Mineralium Deposita*. **34**, 405–413.
- Puig A. (1988) Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic geology*. **83**(4), 843–858.
- Rehkämper M., Halliday A.M. (1998) Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination. *Int. J. Mass Spec. Ion Proc.* **58**, 123–133.
- Richards J.P. (2011) Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*. **40**(1), 1–26.
- Richards J.P. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*. **18**(1), 130–155.
- Saunders J.A., Mathur R., Kamenov G.D., Shimizu T. (2016) New isotopic evidence bearing on bonanza (Au-Ag) epithermal ore-forming processes. *Miner. Dep.* **51**, 1–11.
- Shafiei B. (2010) Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews*. **38**(1–2), 27–36.
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**(2), 207–221.
- Seltmann R., Porter M. (2005) The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Asia. 1. Tectonic, geologic and metallogenetic setting, and significant deposits. In *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. (Ed. Porter T.M.). PGC Publishing, Adelaide. **2**, 467–512.
- Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. (2011) Hercinian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the

- Tien Shan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**, 821–838.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, **364**, 299–307.
- Sillitoe R.H., Hart S.R. (1984) Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**(10), 2135–2142.
- Shayakubov T.S. (Ed.), 1998. Geological Map of Uzbekistan, 1:500 000 Goskomgeologia, Tashkent.
- Shayakubov T.S., Dalimov T.N. (Eds.), 1998. Geology and Minerals of the Republic of Uzbekistan. «Universitet», Tashkent, 722 p.
- Shayakubov T., Islamov F., Kremenetsky A., Seltmann R. (1999) Au, Ag and Cu deposits of Uzbekistan. *Excursion Guidebook*. GFZ, Potsdam. 116 p.
- Tosdal R.M., Munizaga F. (2003). Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30°–34°S). *Miner. Dep.* **38**, 234–250.
- Tosdal R.M., Wooden J.L., Bouse R.M. (1999) Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes. Society of Economic Geologists in Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration In: *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration*. (Eda. Lambert D.D, Ruiz J.) *Rev Econ Geol.* **12**, 1–28.
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta.* **59**(7), 1217–1232.
- Wörner G., Moorbath S., Harmon R.S. (1992) Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*. **20**, 1103–1106.
- Xue C.J., Duan S.G., Chai F.M., Muhetaer M., Tuleshibekov A.X., Qu W.J. (2013) Metallogenetic epoch of the Almalyk porphyry copper orefield, Uzbekistan, and its geological significance. *Earth Sciences Frontiers.* **20**(2), 197–204.
- Zartman R.E., Doe B.R. (1981) Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics.* **75**, 135–162.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение. Геологическая характеристика изученных образцов и место их отбора

№	Номер образца	Характеристика/место отбора
<i>Месторождение Кальмакыр</i>		
1	Кл-1/06-н	Кварц-карбонат-пирит-сфалерит-галенитовые жилки в кварц-серицитовом метасоматите/Карьер «Большой Кальмакыр», центральная часть
2	Кл-7/06-н	Кварц-карбонатный прожилок с пиритом и сфалеритом в зальбандах, галенитом и халькопиритом в осевой части/Карьер «Большой Кальмакыр», восточная часть
3	Кл-8/06-н	Кварц-карбонатный прожилок с пиритом в зальбандах, сфалеритом, галенитом и халькопиритом в осевой части/Карьер «Большой Кальмакыр», восточная часть
4	78-6к	Кварц-карбонатные прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом в кварц-пирит-серицитовых метасоматитах/Карьер «Большой Кальмакыр», верхние горизонты
5	78-25а	То же
6	78-29	То же
7	78-44	То же
8	78-126	То же
9	78-122	То же
<i>Месторождение Актурнак</i>		
10	86/83	Существенно галенитовая руда с блеклой рудой и пиритом/Уклон. Рудные тела 1 и 8
11	87/83	Существенно пиритовая руда с прожилками и обособлениями блеклой руды, галенита и сфалерита/Уклон. Рудные тела 1 и 8
12	113/82	Богатые кварц-сульфидные руды с пиритом, блеклой рудой, и другими сульфидами/Уклон. Рудные тела 1 и 8
13	116/82	Уклон рудного тела 1 и 8. Богатые кварц-сульфидные руды с пиритом, блеклой рудой, и другими сульфидами
<i>Месторождение Алтын-Топкан</i>		
14	68	Массивная сфалерит-галенитовая руда/Врез дороги на Алмалык, карьер — верхние горизонты
15	215	То же
<i>Месторождение Иккиджелон</i>		
16	226а/77	Полосчатая кварц-арсенопирит-пиритовая жила с галенитом, блеклой рудой и сфалеритом/Штольня 52, отвал
<i>Месторождение Кочбулак</i>		
17	К6-308А/76	Массивный галенит/Штольня 45., рудное тело 228 (тр.)
18	К6-13/82	Друзовидная полость с галенитом, халькопиритом, сфалеритом в кварцевой жиле/Штольня 80, рудное тело 238(а)
19	318/77	Кварц-пиритовая линза/ Штольня 84, р.-10, рудное тело 238
20	355/78	Пиритовая линза / Штольня 84., р.-8а, рудное тело 238
21	108/81	Существенно пиритовая минерализация с колломорфно-полосчатым кварцем/ Штольня 80+50, полу/этаж, р.-5., рудное тело 238
22	К6-126/79	Крупное обособление мелкозернистого алтаита, колорадоита и других теллуридов среди кварц-пиритовых агрегатов/Штольня 40+30, рудное тело 241
23	110/77	Гнездовидные и прожилковидные скопления теллуридов среди существенно кварц-пиритовой минерализации/Штольня 80, ствол, рудное тело 241
24	124/79	Тесное срастание тонкокристаллического золота и коллоидного кварца/Штольня 40+30, рудное тело 241
25	К6-99/79	Полосчатая кварц-сфалерит-галенитовая руда/Штольня 12, между р.4 и р.6, рудная зона Кальга (в районе 18 структуры)
26	3/06-н	Кварц-сфалерит-галенитовая руда/Карьер «Узун-2», рудная зона Узун, рудное тело 65 пологое
27	5/06-н	То же

Приложение. Продолжение

28	К6-122/79	Крупное скопление галенита среди мелкозернистой блеклой руды/Штольня 12, рудное тело 121
29	К6-2/79	Кварц-сфалерит-галенитовая руда/Восстающий № 206, рудное тело 35
30	83/79	Пиритовая оторочка в лежащем зальбанде рудной жилы/Штольня 21, штрек 3, р-1, рудное тело 35а
31	31/82	Кварцево-сульфидное тело пологое, с пиритом с блеклыми рудами/Штольня 31-бис, р-2, южная стенка, рудное тело 254
32	28/82	Барит-карбонатный прожилок с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом/Штольня 1, ствол
33	113/81	Существенно пиритовая мелкозернистая минерализация с колломорфно-полосчатым кварцем/Штольня 80, +50 полуэтаж, р-5, рудное тело 238
Месторождение Кайрагач		
34	22/82	Сульфидная минерализация с пиритом и блеклой рудой/Поверхность, врез №27, рудное тело 3а
35	Кг-23/82	Барит-карбонатный прожилок с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом/Штольня 1, штрек 2
36	26/82	То же/Штольня 1, ствол
37	8/86	Баритовые прожилки с галенитом, сфалеритом, халькопиритом в кварцевой жиле/Штольня 5, штрек 4, ствол, между р.1-2 и р.3-4
38	148/87	Секущая сфалерит-галенит-баритовая жила/Штольня 9, р.-32, рудное тело 26
39	ЧК-216/87	Сильно раздробленная порода с выделениями галенита/Чукуркотан, скважина 343, 63.0 м
Месторождение Кызылалмасай		
40	Ка1/06	Сульфидная минерализация с галенитом/Участок «Центральный», рудное тело №1, верхняя часть
Месторождение Пирмираб 2		
41	73/81	Кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовая жила/Штольня 42 (ГРП)
Месторождение Лаикерек		
42	389/83	Прожилково-вкрапленные до массивных полиметаллические руды/Скважина 166, 130.2 м
43	392/83	Прожилково-вкрапленные до массивных существенно галениновые руды/Скважина 166, 135.5 м
44	399/83	Субвертикальная жила массивной галенит-сфалеритовой руды («свинчак»)/Штольня 7, ствол, рудное тело 1-2
45	403/83	Субвертикальная существенно галениновая жила с высокими конц. Pb, Ag и Mo/Штольня 7, Северо-Восточный штрек-2, 18 м от устья, рудное тело 1-2
46	462/83	Существенно галениновая с халькопиритом и сфалеритом прожилково-вкрапленная минерализация/Скважина 190. рудный интервал 204-220 м
47	513/83	Существенно галениновая со сфалеритом минерализация/Штольня 1, ствол у устья штреха СВ-2. Совмещенное рудное тело 1-2+3, висячий бок
48	517/83	Кварц-галенит-сфалеритовая с халькопиритом прожилково-вкрапленная минерализация/Штольня 1, штрек СВ-2, р-1, рудное тело 3, висячий бок
49	56	Массивная полиметаллическая руда/Рудный отвал штольни 7
Месторождение Учкыз		
50	89/82	Кварц-серицит-пиритовые метасоматиты/Устье штольни 1
Месторождение Акчасай		
51	83/88	Кварц-полиметаллическая жила/Штольня 1, рудная зона 1 (отвал)
Месторождение Апрелька		
52	310/78	Карбонат-баритовая жила с галенитом, сечет Au-Ag –кварцевую жилу Главная/Шахта, горизонт-100, штрек Северный
53	322/78	Галенит-баритовый секущий прожилок/Шахта, горизонт -100, квершлаг
Месторождение Школьное		
54	19-2/83	Массивная полиметаллическая руда/Рудный отвал

Приложение. Окончание

<i>Месторождение Канджол</i>		
55	5266	Полиметаллическая руда/Отвалы старых горных выработок
56	6363	Полиметаллическая руда/Отвалы старых горных выработок
<i>Месторождение Восточный Канымансур</i>		
57	579/76	Массивная флюорит-галенитовая жила/Горизонт +1464 м (II), штрек 15, район р.5-6
<i>Месторождение Замбарак</i>		
58	581/76	Галенитовая с халькопиритом и сфалеритом руда/Горизонт 3, блок 139, подэтаж, рудное тело 1
<i>Месторождение Курусай</i>		
59	4	Богатая галенитом полиметаллическая руда/Рудный склад
60	662/76	Полиметаллическая руда/Горизонт XI, рудное тело 7
<i>Месторождение Янкиган (Чорух-Дайрон)</i>		
61	603/76	Сфалерит-галенитовая руда/Рудный отвал
62	605/76	Сфалерит-галенитовая руда/Рудный отвал
<i>Магматические породы</i>		
63	180/84 (2)	Биотитовые лейкократовые граниты/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
64	180/84 (7)	То же
65	181/84 (2)	То же/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
66	182/84	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Дорога Алмалык-Алтын Топкан в районе Рудоспуска №5 (к западу от г. Алмалык)
67	К6 38/88	Диабазы/Месторождение Кочбулак, штольня 34, штрек 1в
68	К6 53/88	То же/Месторождение Кочбулак, штольня 35, штрек 4, р-9, 10м
69	54/88	Дацинты/Месторождение Кочбулак, штольня 34, штрек 1в., сбивка с 3с-а, рудное тело 59 (Узун)
70	Кр-324/84	Андезитодациты/ Нишбаш (между штольней 3 Кайрагач и Кочбулаком)
71	Кр-33/87	То же/Чукуркотан (Кайрагачское рудное поле), скважина 145-п, 76 м
72	Чк-258/87	Дацинты/Чукуркотан (Кайрагачское рудное поле), скважина 443, 338 м
73	Л-400/87	Диабазы/Месторождение Лашкерк, правый борт р. Лашкерек I
74	717/83	Роговообманковые диорит-порфиры/Месторождение Шамаджон
75	80/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Правый борт р. Майликотан, 0.8 км выше слияния с правым притоком
76	121/91	Граносиенит-порфиры/Правый борт р. Майликотан, в 100 м выше дороги
77	135/91	Биотит-роговообманковые гранодиориты/Верховья Абджазая
78	111/88	Кварцевые диориты/Месторождение Акчисай. К северу от устья штольни 1
79	53/84	Роговообманковые сиениты/Верховья р. Чадаксай
80	55–90	Кварцевые порфиры/Бабайтагский экструзив (первая фаза)
81	35–1	То же
82	121/90–1	Граносиенит-порфиры/русло долины р. Джекиндек
83	121/90–2	То же

LOW Pb ISOTOPIC VARIATIONS IN THE EXTENSIVE CHATKAL–KURAMA ORE PROVINCE, MIDDLE TIEN SHAN, AND SOURCES OF THE LARGE SCALE Au, Ag, AND MULTIMETAL MINERALIZATION: EVIDENCE FROM HIGH-PRECISION Pb ISOTOPE DATA

© 2025 I. V. Chernyshev*, A. V. Chugaev, V. A. Kovalenker

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Science, Staromonetnyi, 35, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: cheriv1935@gmail.com*

Received May 9, 2024

Revised July 26, 2024

Accepted August 21, 2024

The Chatkal–Kurama region in the central Tien Shan is a superlarge porphyry–epithermal gold ore province. The paleovolcanic area hosts world-class Au, Ag, and base-metal deposits (Kalmakyr, Kochbulak, Kanimansur, etc.). Using the high-precision ($\pm 0.02\%$) MC-ICP-MS method of lead isotope analysis, we studied a collection of 63 ore samples (47 of them are galena) from 18 deposits, which represent all types of Au–Ag, Au–Ag–base metal, and Cu–Au–Mo deposits known in the region. The same method was applied to study 21 samples of igneous rocks from this region, for which lead isotope composition was determined in monomineralic feldspar separates. The Pb isotope ratios $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from the ore deposits vary within narrow ranges: 17.9885–18.1598, 15.5897–15.6412, and 38.0385–38.2380, respectively. These variations in relative terms are 0.94, 0.33, and 0.52 %, respectively, and are among the smallest among ore provinces around the world. An even higher (two to five times) degree of homogeneity is typical of the Pb isotopic composition at individual deposits in the region. The lead isotope composition of deposits and ore fields in the Chatkal–Kurama region does not depend on their mineralogical and geochemical features but is instead controlled by the geological settings of the deposits. The discovered close similarity between ore deposits and Late Paleozoic granitoids in Pb isotope composition provides evidence in support of the hypothesis that genetic connection of the large-scale Au, Ag, and base-metal is genetically related to magmatism, which developed in a subduction environment. An interesting fact is that the Pb isotope composition is identical at the Kalmakyr Cu–Au–Mo porphyry deposit and the neighboring Akturpak Au epithermal deposit, which provides evidence that metals for these deposits (which are different in composition and were formed under different P–T parameters) were derived from a common source. The isotope composition and its evolutionary model characteristics according to the Stacey–Kramers model indicate (in agreement with the data on Sr and Nd) that Pb of the rocks and deposits in the region is mid-crustal, typical of island-arc regions of the Andean type. The mantle component of the source of the regional ore-bearing magmas was the material of mantle lithosphere and oceanic crust that was partially melted in a subduction environment in the mantle wedge zone. The ratio $Th/U = 3.86\text{--}3.99$, which is higher than the average crustal value, indicates a significant contribution of Precambrian basement rocks of the Chatkal–Kurama terrane to the petrogenesis of the ore-bearing magmas.

Keywords: Chatkal–Kurama region, porphyry–epithermal systems, Pb isotope composition, MC-ICP-MS, sources of material

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАМСКО-ВЯТСКОЙ ЗОНЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2025 г. М. О. Аносова^{а, *}, О. В. Астраханцев^а, А. В. Постников^б, А. А. Федотова^а,
Т. И. Кирнозова^а, М. М. Фугзан^а, И. А. Сабиров^б

^а Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^б Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И. М. Губкина,
Ленинский пр-т., дом 65, Москва, 119991 Россия

*e-mail: anosova@geokhi.ru

Поступила в редакцию 03.02.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к публикации 23.08.2024 г.

История формирования гранулитовых комплексов имеет фундаментальное значение для понимания процессов образования ранней континентальной коры. В работе показаны результаты изотопно-геохронологического исследования пород, представляющих главные структурно-вещественные комплексы Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона — эндебитов отрадненской серии и кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива. По полученным Sm-Nd изотопным данным рассчитаны модельные возрасты кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и эндебитов отрадненской серии — 3.2 и 3.0 млрд лет соответственно. U-Pb изотопно-геохимическое исследование циркона из кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и эндебитов отрадненской серии выполнено методом LA-ICP-MS. Циркон из кварцевых диоритов показал архейское время формирования протолита плагиогранитоидов Танайского массива. Этот возрастной интервал — 3.04–2.98 млрд лет — включает стадию наиболее раннего гранулитового метаморфизма, следующего непосредственно за эпизодом магматизма. Циркон из слабозагнейсованных эндебитов отрадненской серии разделяется на две возрастные группы: 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет. В каждой из указанных возрастных групп циркона выделяется несколько генераций по совокупности морфологических особенностей, внутреннему строению кристаллов и их изотопно-геохимическим характеристикам (содержания Th, U и величина Th/U). Во временном интервале 3.0–2.8 млрд лет установленные генерации зерен циркона фиксируют следующие события: формирование первичных эндебитов, локально проявленное частичное плавление в условиях гранулитовой фации и регрессивный этап метаморфизма в пограничных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. С учетом модельного возраста эндебитов, впервые получена оценка возраста отрадненской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента — 3.0 ± 0.1 млрд лет. Во временном интервале 2.75–2.60 млрд лет циркон слабозагнейсованных эндебитов фиксирует наиболее мощный эпизод гранулитового метаморфизма, широко проявленный во всем Волго-Уральском сегменте. Его сменяет регрессивный метаморфизм, сопровождающийся привносом водосодержащего флюида и снижением температуры.

Ключевые слова: архей, протерозой, циркон, U-Pb и Sm-Nd изотопные системы, геохронология, Волго-Уральский сегмент, эндебиты, гранулиты, модельный возраст, Восточно-Европейский кратон

DOI: 10.31857/S0016752525010029, EDN: GQELAQ

ВВЕДЕНИЕ

Определение последовательности магматических и метаморфических процессов и времени их проявления позволяет понять механизмы фор-

мирования древней континентальной коры, остающиеся предметом дискуссий (например, Belousova et al., 2010; Condie, 2018; Hawkesworth et al., 2010, 2020). Время максимального проявления ареально-го гранулитового метаморфизма является ключе-

вым параметром для реконструкций, так как исследователи соотносят его со временем стабилизации континентальной коры (Hawkesworth et al., 2010). Методы локального U-Pb изотопного анализа дают возможность изучить разновозрастные зоны циркона. Вместе с тем подходы к интерпретации изотопно-геохимических данных, полученных по циркону, и их сопоставление с процессами кристаллизации и перекристаллизации пород, в том числе неоднократно испытывавших метаморфизм, не всегда очевидны (Whitehouse, Kamber, 2005; Каулина, 2010; Глебовицкий и др., 2008; Kohn, Kelly, 2018; Kunz et al., 2018). Отсутствие прямых данных о возрасте пород Камско-Вятской зоны, одной из наиболее протяженных структур кристаллического фундамента Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (далее ВЕК) (Бог-

данова, 1986; Bogdanova, Gorbatshev, 2016), препятствовало расшифровке истории геологического развития региона.

Задача данного исследования состояла в определении возраста пород двух наиболее распространенных структурно-вещественных комплексов Камско-Вятской зоны — слабаразгнейсованных эндербитов отрядненской серии, представляющих гранулитовый комплекс (обр. Пр 143-1) и метаморфизованных кварцевых диоритов Танайского плагиигранитоидного массива (обр. ТБ 238-4) (рис. 1). Исследованы Sm-Nd изотопные характеристики и рассчитаны модельные возрасты, давшие возможность охарактеризовать протолит этих пород. Работа основана на взаимосвязанном изучении петрографических особенностей полихронных метаморфических пород, морфологии и внутреннего строения кристаллов цирко-

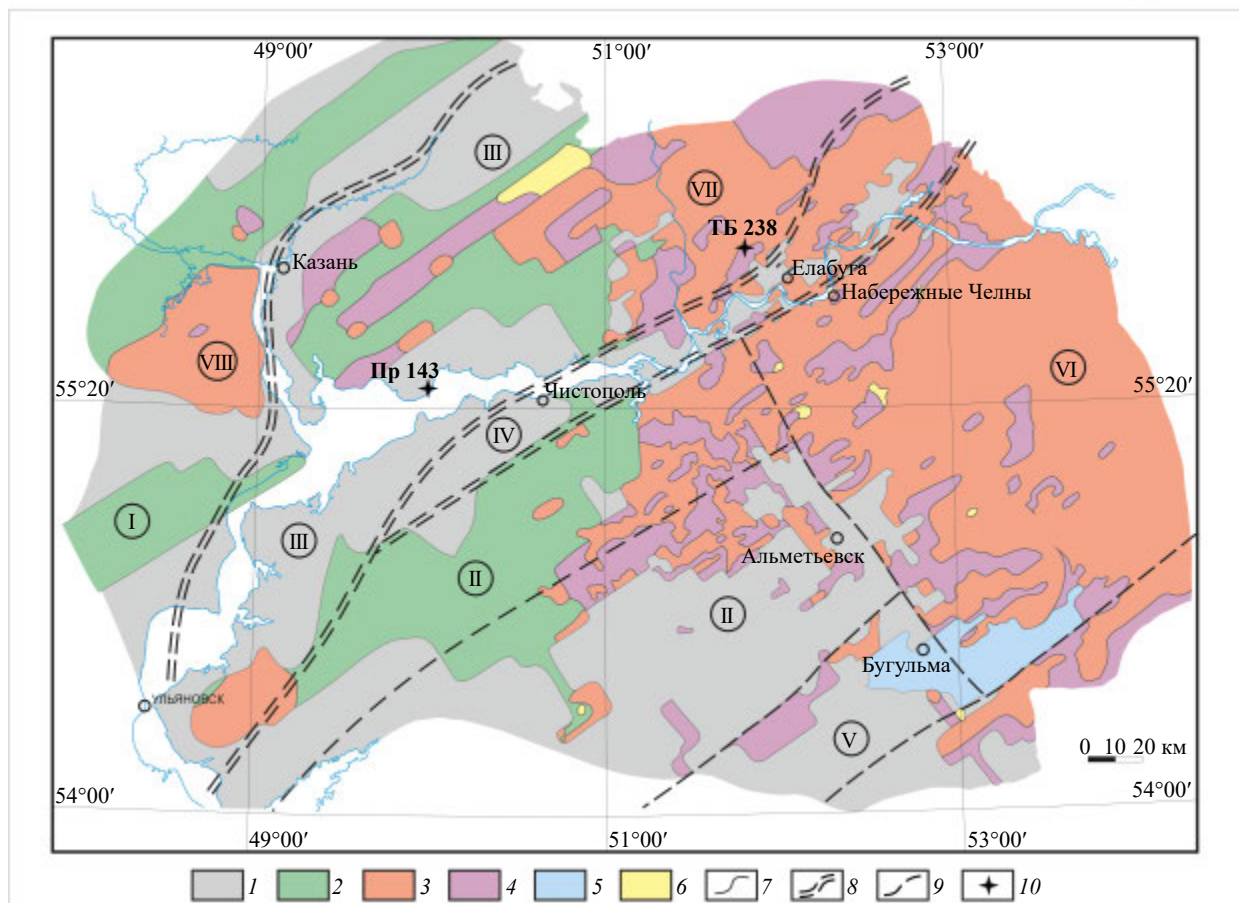


Рис. 1. Схема геологического строения кристаллического фундамента Татарстана (по материалам А. В. Постникова и С. В. Богдановой) (Богданова, 1986; Бибикова и др., 2015; Bogdanova et al., 2016, Доплатформенные..., 1992):

Условные обозначения: 1 — гранулит-гнейсы отрядненской серии, 2 — биотит-амфиболовые плагиигнейсы нерасчлененные, 3 — гранитоидные и гранито-гнейсовые комплексы, 4 — зоны мигматитов, 5 — анортозиты Туймазинского массива, 6 — вулканогенно-осадочные толщи архея и раннего протерозоя, 7 — геологические границы, 8–9 — границы крупных тектонических блоков и линейных складчатых зон: 8 — первого порядка, 9 — второго порядка, 10 — места расположения скважин.

Римские цифры — тектонические элементы кристаллического фундамента Татарстана. Тектонические блоки: I — Токмовский блок, II — Южнотатарский блок Средневолжского мегаблока; Линейно-складчатые зоны: III — Камско-Вятская зона, IV — Елабужская зона, V — Жигулевско-Туймазинский пояс; Гранитоидные и гнейсо-гранитовые комплексы: VI — Бакалинский гнейсо-гранитовый массив, VII — Танайский плагиигранитоидный массив, VIII — Свияжский гранитоидный массив.

на, содержания Th и U и данных изотопного U-Pb исследования циркона. Результаты позволили определить время образования и перекристаллизации пород главных структурно-вещественных комплексов Камско-Вятской зоны, и рассмотреть проблему восстановления ранних стадий формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента ВЕК.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Волго-Уральский сегмент является одной из трех главных составных частей Восточно-Европейского кратона (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2016). Волго-Уральский сегмент представляет собой область ареального распространения преимущественно архейских пород, испытавших тектонотермальную переработку в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в мезо-, неоархейское и палеопротерозойское время.

Архейские породы представлены гранулитогнейсами отрадненской серии, высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами большечеремшанской серии (рис. 1). Последние рассматриваются как супракrustальные образования. Восточную часть Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона составляют гранито-гнейсовые комплексы Бакалинского и Танайского массивов (Богданова, 1986; Бибикина и др., 2015; Доплатформенные..., 1992).

В силу широкого развития мощного (1.5–3 км) осадочного чехла в пределах Волго-Уральского сегмента данные о строении фундамента в его пределах основаны на результатах бурения и геофизических исследованиях. Архейские и палеопротерозойские породы составляют сводово-глыбовые структуры – мегаблоки, разделенные палеопротерозойскими линейными зонами (Богданова, 1986; Доплатформенные..., 1992). Наиболее крупными из них являются Волго-Камский и Средневожский мегаблоки (Bogdanova et al., 2016), составляющие северо-западную и юго-восточную части Волго-Уральского сегмента соответственно. Они разделены Камско-Вятской и, сменяющей ее по простиранию с северо-востока на юго-запад и запад, Владимирско-Казанской линейными зонами (Богданова, 1986; Доплатформенные..., 1992; Bogdanova et al., 2016).

Кристаллические комплексы фундамента Камско-Вятской зоны представлены двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и гнейсами, гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами, эндербитогнейсами отрадненской серии. В единичных случаях скважинами вскрываются мелкие тела габброидов и небольшие массивы чарнокитоидов. Северо-восточную часть изученной территории занимает Танайский массив, в составе которого преобладают породы гранодиорит-плагиогранитной серии. Наиболее поздними интрузиями являются тела микроклиновых гранитов, запечатывающих

архейскую и палеопротерозойскую структуру Камско-Вятской зоны.

В вещественном отношении Камско-Вятская зона тяготеет к Средневожскому мегаблоку, сложенному породами преимущественно архейского возраста. Комплексы пород, типичные для Средневожского мегаблока, распознаются в Камско-Вятской зоне наряду с породами не выявленными или менее распространенными в Средневожском мегаблоке (Бибикина и др., 2015).

Гранулитогнейсовая область Средневожского мегаблока сформирована, по всей видимости, в основном в неоархейское время. Магматические образования различного состава (эндербиты, чарнокитоиды, кварцевые диориты) кристаллизовались около 2.7 млрд лет назад (данные ID-TIMS, (Бибикина и др., 1994)). Однако детальное изучение магматических и метаосадочных комплексов позволяет выявить и более ранние эпизоды формирования коры. Бакалинский массив Средневожского мегаблока, изученный U-Pb (ID-TIMS), U-Th-Pb (SIMS) и Lu-Hf методами, включает четыре комплекса гранитоидов, отличные по возрасту, породы кристаллизовались в интервале 3.3–2.6 млрд лет (Бибикина и др., 2008; Bogdanova et al., 2010). Изучение разрезов с доминирующими высокоглиноземистыми гнейсами, объединенными в большечеремшанскую серию (Лапинская, Богданова, 1976), изотопно-геохимическими и геохронологическими методами (U-Pb данные по обломочным цирконам и Sm-Nd данные по породам), показало, что раннеархейский материал широко представлен в составе терригенного протолита метаморфических пород большечеремшанской серии. Выявлены обломочные цирконы с возрастом более 3 млрд лет (Бибикина и др., 2015).

Вдоль юго-восточной границы Камско-Вятской зоны со Средневожским мегаблоком выделяется Елабужский пояс сдвиговых и надвиговых дислокаций. Он представляет собой систему узких тектонических клиньев, ориентированных согласно простиранию структур Камско-Вятской линейной зоны. Разломы и приуроченные к ним зоны диафтореза срезают архейскую складчатую структуру. Отмечаются четкие признаки палеопротерозойской перестройки архейского структурного плана (Богданова, 1986; Федотова и др., 2019).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика и петрографическое описание образцов

Танайский плагиогранитоидный массив исследован на примере пород, вскрытых Танайско-Бехтеревской скважиной 238 в интервале 1772.7–1776.7 м (4 м) и представляющих типичный разрез фундамента Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента. В разрезе преоблада-

ют кварцевые диориты, полосами переходящие в биотит-роговообманковые (иногда куммингто-нитовые) плагиогнейсы и включающие тонкие (до 2 см) прожилки плагиогранитов (рис. 2а, б, в, г). Участками, преимущественно в лейкократовых обособлениях, присутствует до 15 об. % микро-клина.

Для анализа выбран образец слабо разгнейсованного и мигматизированного кварцевого диорита (далее ТБ 238-4), обладающего среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой, обусловленной гипидиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза (An 26-32) (45–50 об. %), призматическими — роговой обманки (15–20 об. %) и пластинчатыми — биотита (10–15 об. %) и ксеноморфным кварцем (15–20 об. %). Акцессорные и рудные — циркон, апатит, алланит (ортит), магнетит.

Ориентировка зерен роговой обманки (плеохроизм от светло-желтого до бутылочно-зеленого) и, в особенности, биотита (плеохроизм от светло-желтого до темно-бурого, с красноватым оттенком) отчасти подчинена направлению гнейсовидности.

Переменный состав плагиоклаза и наличие в нем слабо выраженной зональности, при которой в центральных частях зерен отмечаются антипертитовые вроски, позволяет предположить формирование породы за счет переработки (частичного плавления?) эндербитового субстрата (рис. 2д).

Зерна циркона могут находиться как между зернами пороодообразующих минералов, так и в качестве включений в биотите, окруженных плеохроичными “двориками”. При этом в кристаллах циркона иногда отмечается зональность, отражающая многостадийность их образования (рис. 2е).

Гранулитовый комплекс Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента исследован на примере типичного разреза фундамента, вскрытого Приказанской скважиной 143 в интервале 1826.9–1829.1 м (2.2 м). Породы, выбранного для исследования образца (далее Пр 143-1), представляют собой однородные слабаразгнейсованные эндербиты. Структура породы гипидиоморфнозернистая, с элементами лепидогранобластовой в тонких зонах проявления бластокатакластических преобразований. Пороодообразующие минералы представлены плагиоклазом (45–50 об. %), кварцем (30–35 об. %), ортопироксеном (10–15 об. %), биотитом (5–10 об. %), роговой обманкой (до 5 об. %), калиевым полевым шпатом. Акцессорные и рудные минералы: апатит, циркон, магнетит (рис. 3а).

Плагиоклаз в породе распределен равномерно, образует зерна, размерами 0.05–1.5 мм, со средними значениями 0.5–0.9 мм. Плагиоклаз представлен двумя разновидностями — An 34 (андезин) и An 27 (олигоклаз). Андезин преобладает в породе, образует более крупные зерна гипидиоморфных очертаний, включающие, как правило, мелкие антипертитовые вроски (рис. 3б). В результате бластокатакла-

стических преобразований зерна частично деформированы, что выражено в плавном изгибе полисинтетических двойников. Олигоклаз представлен недеформированными изометричными зернами более мелкого размера, не имеющими антипертитовых вросков, приурочен к зонам бластокатаклаза.

Кварц в виде ксеноморфных зерен (до 2 мм) сконцентрирован в зонах неправильной конфигурации, носящих черты окварцевания по отношению к плагиоклазу ранней генерации. Помимо этого, в зонах бластокатаклаза развиваются мелкозернистые (до 0.05 мм) скопления деформированных зерен.

Гиперстен представлен двумя генерациями — более крупными (0.5–1.2 мм) зернами, возможно магматической природы, и окружающими их скоплениями мелких (0.02–0.07 мм) зерен, сформированных в результате бластокатакластических преобразований (рис. 3в).

Биотит (до 0.7 мм) в ассоциации с амфиболом (до 0.8 мм), по-видимому, образуется при преобразовании ортопироксена первой генерации в результате наложенных метаморфических процессов.

Наблюдаемые при микроскопических исследованиях зерна циркона, встречаются в виде вросков в плагиоклазе первой генерации или в интерстициях. Часто имеют отчетливо выраженное зональное строение, различного ранга (рис. 3г).

Методы исследования

Аналитические исследования Sm-Nd изотопной системы образцов пород (кварцевых диоритов ТБ 238-4 и слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1) выполнены на масс-спектрометре TRITON (ГЕОХИ РАН), детально методика приведена в (Ревяко и др., 2012). Воспроизводимость измерений контролировалась по международному стандарту JNdi-1 (Tanaka et al., 2000).

Из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 и образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1 по стандартной методике, основанной на использовании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях, в ИГГД РАН выделен акцессорный циркон. Минеральная фракция циркона изучена под бинокулярном Zeiss Stemi 2000-C, кристаллы вмонтированы в стандартную 25 мм шашку из эпоксидной смолы, пришлифованы и затем поверхность отполирована. Для определения участков кристаллов, пригодных для анализа, зерна циркона изучены на первом этапе на электронном микроскопе JEOL JSM 6610 LV (РГУ нефти и газа (НИУ) им. Губкина) в режиме катодолуминесценции (CL).

Исследования U-Pb изотопной системы циркона методом LA-ICP-MS проведены на масс-спектрометре ELEMENT XR с лазерной приставкой UP-213 (ГЕОХИ РАН) по методике, описанной в работе (Костицын, Аносова, 2013). В качестве

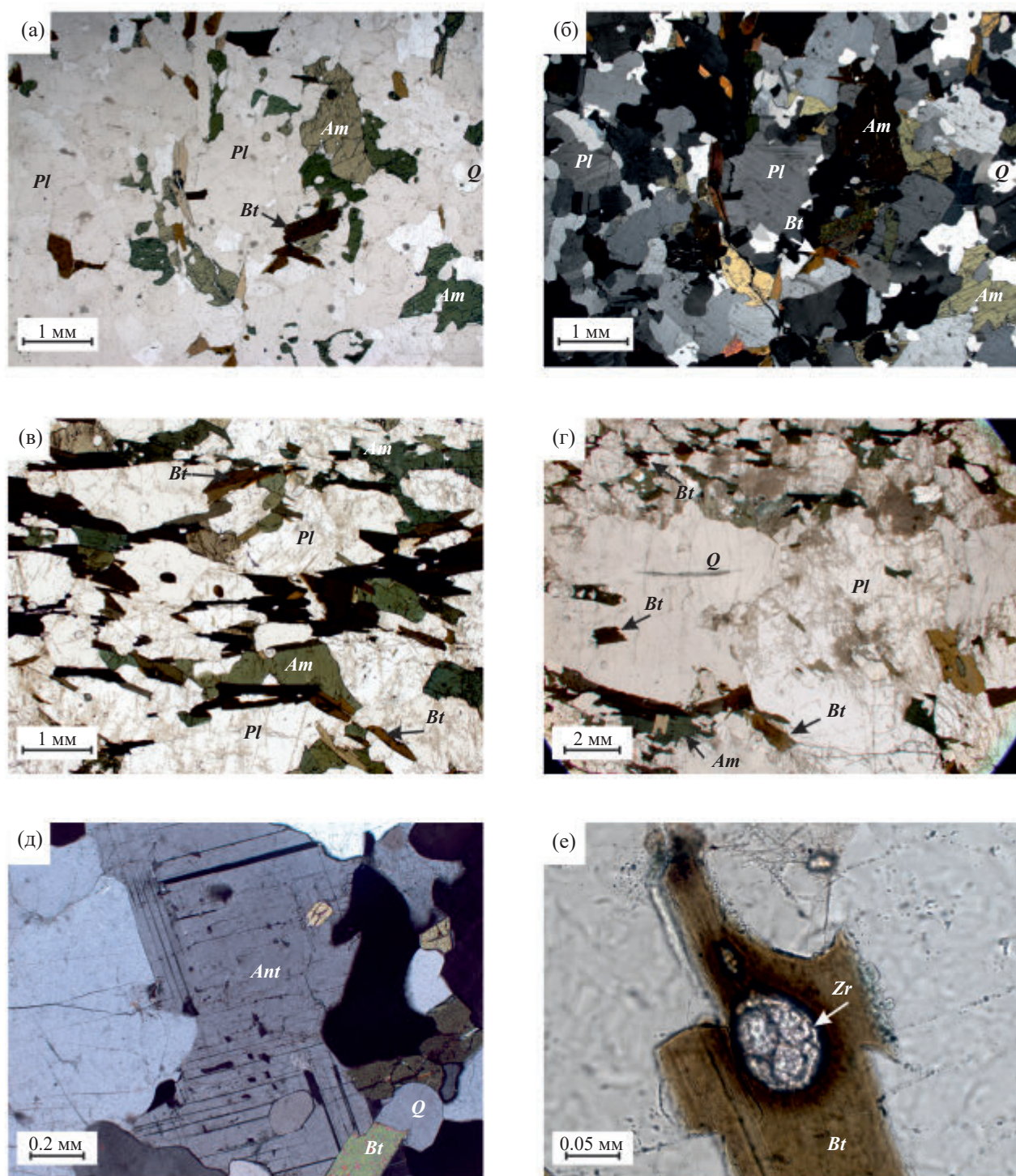


Рис. 2. Петрографические особенности пород Танайского плагиогранитоидного массива Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента: (а) кварцевый диорит, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (б) кварцевый диорит, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид с анализатором; (в) биотит-амфиболовый гнейс, гнейсовая текстура, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (г) прожилок плагиогранитного состава, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора; (д) антипертитовая структура внутренней части зерна плагиоклаза, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид с анализатором; (е) новообразованная каемка вокруг зерен циркона ранней генерации в биотите, Танайско-Бехтеревская скв. 238, вид без анализатора.

Am — амфибол, *Ant* — антипертит, *Bt* — биотит, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц, *Zr* — циркон.

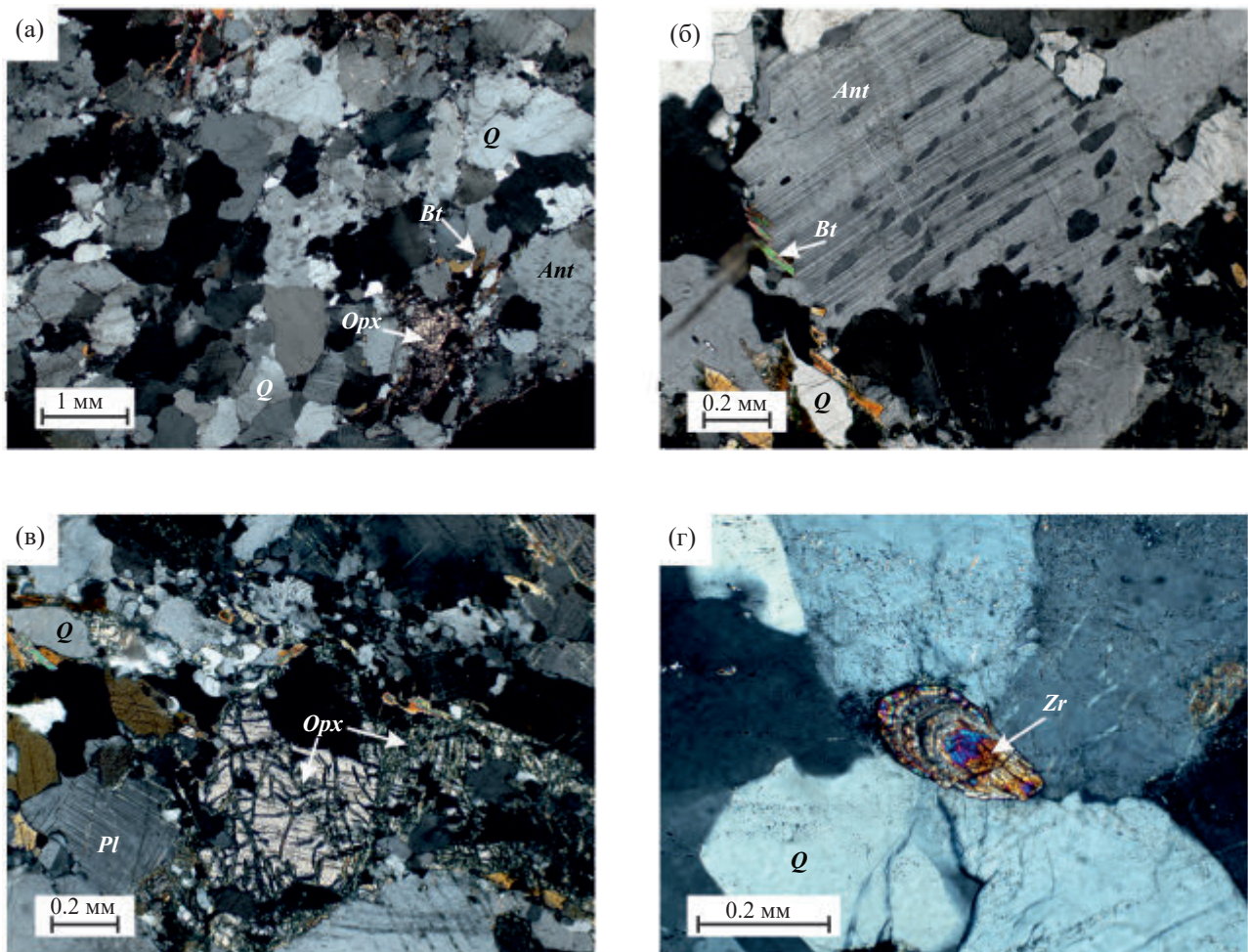


Рис. 3. Петрографические особенности эндербитов гранулитового комплекса Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента: (а) слаборазгнейсованный эндербит, Приказанская скв. 143, вид с анализатором; (б) плагиоклаз первой генерации с антипертитовыми вростками, заметен плавный изгиб двойников, Приказанская скв. 143, вид с анализатором; (в) гиперстен первой генерации в зоне бластокатаклаза, Приказанская скв. 143, вид с анализатором, (г) зональный направленный рост циркона, Приказанская скв. 143, вид с анализатором.

Ant — антипертит, *Bt* — биотит, *Opx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Q* — кварц, *Zr* — циркон.

стандартов использован циркон GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). По результатам измерения в данной работе нами получено конкордантное значение возраста стандарта циркона 91500: 1058 ± 5 млн лет, СКВО конкордантности: 2. Полученные данные обрабатывались в программе Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для интерпретации полученных данных и построения диаграмм использовалась программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

Детальные изображения циркона для изучения внутреннего строения кристаллов получены на втором этапе на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 (ГЕОХИ РАН) в режиме катодолюминесценции (CL) при ускоряющем напряжении 20 кВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследования Sm-Nd изотопной системы образцов пород, характеризующих основные структурно-вещественные комплексы Камско-Вятской зоны, представлены в таблице 1. Рассчи-

танные модельные возрасты кварцевых диоритов Танайского плагиогранитоидного массива и слабо-разгнейсованных эндербитов отрядненской серии составили 3.2 и 3.0 соответственно. Изотопный состав Nd изученных пород показывает, что протолит мог формироваться вследствие переработки мезоархейской коры или за счет смешения ювенильного мезоархейского материала с добавкой палеоархейского корового вещества. Полученные значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (табл. 1) более низкие, по сравнению со среднекоровым (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Taylor, McLennan, 2009; Chauvel et al., 2014), в большей степени согласуются со вторым предположением.

Циркон из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 представлен изометричными, иногда слабо удлинёнными зёрнами эллипсоидальной формы, реже встречаются призматические кристаллы, изредка — кристаллы короткопризматического габитуса. $K_{\text{удл}}$ зёрна составляет 1:1 до 1:3. Ребра и грани кристаллов

Таблица 1. Результаты Sm-Nd изотопного исследования образцов кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива и Пр 143-1 — слабозагнейсованных эндербитов отрядненской серии

Образец	Порода	[Sm], ppm	[Nd], ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	T_{Nd} , млрд лет
ТБ 238-4	кварцевые диориты	5.06	32.58	0.0939	0.510634	0.000004	3.2
Пр 143-1	эндербиты	6.53	37.64	0.1049	0.510954	0.000004	3.0

Примечания. ¹ Среднее значение по результатам измерения изотопного состава JNdi-1 за период исследования составило $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512113 \pm 4$ (2σ , $N = 11$). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.1 %.

² Модельные параметры: мантийный резервуар (конвектирующая мантия) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.212$. T_{Nd} — модельный возраст.

циркона сглажены. Зерна трещиноваты. Примерно в трети зерен отчетливо выделяется центральная часть (ядро) и оболочки нескольких генераций. Наиболее представительные, пригодные для геохронологического анализа кристаллы были отобраны и смонтированы в шашку в количестве 136 штук. Для всех этих кристаллов проведено катодолюминесцентное исследование (см. Приложение 1; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи), где показаны изображения кристаллов циркона во вторичных электронах (SE) и катодолюминесцентные (CL). Кольцами на рисунках обозначены кратеры в точках анализа LA-ICP-MS). По внутреннему строению и зональности ядер выделяется несколько типов зерен циркона, изображения наиболее характерных представлены на рис. 4.

Первый тип зерен имеет ядра с продольно-параллельной зональностью, характерной для диоритов, габбро-диоритов и более основных пород (рис. 4а, б, в, г). В таких ядрах хорошо различимы грани призмы, острой и тупой бипирамид (рис. 4а, в). В целом, это наиболее вытянутые зерна с $K_{\text{удл}} = 1:2 - 1:3$. Количество таких зерен в выборке составляет 5–7 %.

Часть зерен этого типа имеет хорошо выраженную оболочку, толщиной до 20–40 мкм (рис. 4а, в). Оболочка имеет серые и светло-серые тона катодолюминесценции и отчетливое блочное строение. Подобная структура характерна для циркона, сформированного в условиях высокотемпературного метаморфизма (Каулина, 2010). Вероятно, такая оболочка — сингенетичная ядрам третьего типа зерен, описанного далее.

Второй тип зерен имеет ядра с отчетливо различимыми двумя зонами роста — внутренней и внешней (рис. 4д, ж, и, к). В некоторых зернах проявлена только одна из этих зон роста (рис. 4е). Внутренние зоны роста ядер на катодолюминесцентных изображениях выглядят однородными, темно-серыми. По форме внутренние зоны ядер отвечают сочетанию призмы и тупой бипирамиды. Правильные кристаллографические формы указывают на свободный рост кристалла в расплаве. Средняя и низкая интенсивность катодолюминесценции (темно-серые тона) свидетельству-

ет об относительно высоком содержании урана во внутренних зонах ядер циркона по сравнению с внешними.

Внешние зоны роста ядер имеют отчетливую осцилляторную зональность и более светлые тона. Осцилляторная зональность повторяет контуры внутреннего ядра, но в некоторых случаях подчеркивает ассиметричный рост. Это может быть следствием кристаллизации в стесненных условиях, например, в расплаве с высоким процентным содержанием кристаллической фазы. Более светлый оттенок CL, чем у внутренних зон роста циркона, свидетельствует об относительно понижении содержания урана в расплаве в процессе роста циркона (например, рис. 4и, табл. 2: 238-4-09а, 238-4-09б). Зерна с ядрами этого типа имеют, как правило, изометричную форму — $K_{\text{удл}} = 1:1 - 1:2$ и составляют около 50 % от выборки.

Чуть более одной трети зерен второго типа имеют оболочки (обрастания) двух генераций. Оболочки первой генерации тонкие — толщиной до 10 мкм, прерывистые, с неровными внешними границами (рис. 4ж, к, л, м). Они имеют светлые до белого тона в катодолюминесценции, что свидетельствует об относительно малых содержаниях урана, и, вероятно, отсутствии или малом количестве водосодержащего флюида в момент их кристаллизации. Это, в свою очередь, характерно для гранулитовой фации метаморфизма (Каулина, 2010; Rubatto et al., 2001).

Оболочки второй генерации имеют толщину до 25 мкм, темно-серых тонов в катодолюминесценции, однородные по внутренней структуре или с неясной зональностью (рис. 4з, л). Насыщенный серый цвет свидетельствует об относительно высоком содержании урана и присутствии водного флюида, что характерно для амфиболитовой стадии метаморфизма (Rubatto et al., 2001).

Третий тип зерен имеет ядра с ярко выраженной секториальной зональностью и зигзагообразными границами между секторами типа “fir-tree” (рис. 4н, о, п, р), что характерно для циркона, сформированного при метаморфизме в условиях гранулитовой фации (Harley et al., 2007). Расположение секторов роста внутри ядер радиальное (рис. 4н, о, р) или беспорядочное, “лоскутное” (рис. 4л, п). Центр

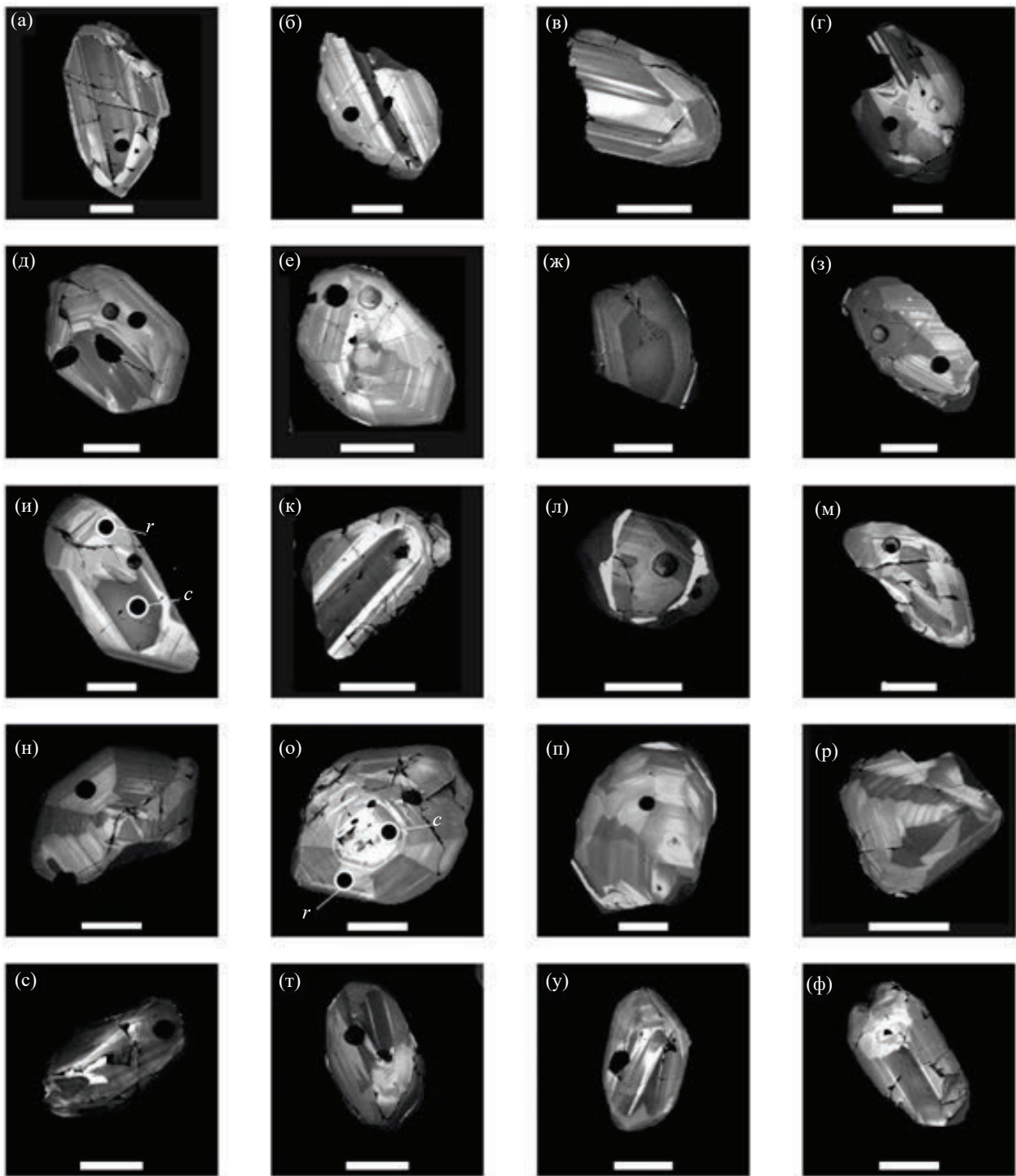


Рис. 4. Католюминесцентные изображения типичных зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива.

(а)–(г) — цирконы с ядрами первого типа, имеющими продольно-параллельную зональность, характерную для габброидов и габбро-диоритов; (д)–(м) — цирконы с ядрами второго типа, имеющими осцилляторную зональность, характерную для гранитоидов и свидетельствующую о кристаллизации из расплава. Часть кристаллов имеет отчетливо выраженное внутреннее и внешнее ядро (д, ж, и, к). Кристалл (м) несет следы хрупких гранобластовых деформаций; (н)–(р) — цирконы с ядрами третьего типа, обладающими секториальной зональностью и границами типа “fir-tree”, характерными для гранулитовой фации метаморфизма; (с)–(ф) — цирконы с полностью перекристаллизованными ядрами четвертого типа, первичная природа которых полностью стерта. Латинские буквы “с” — ядро, “г” — кайма. Величина масштабной линейки 100 мкм.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива, полученные методом LA-ICP-MS

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
238-4-01	0.227	0.002	18.83	0.19	0.602	0.006	0.65	80	85	0.9	3 029	33	0.3
238-4-02	0.226	0.003	18.46	0.21	0.593	0.006	0.66	89	91	1.0	3 022	36	-0.6
238-4-03	0.225	0.002	16.37	0.16	0.527	0.005	0.65	138	115	1.2	3 020	34	-9.7
238-4-04	0.226	0.002	19.46	0.19	0.623	0.006	0.65	87	86	1.0	3 027	33	3.2
238-4-06	0.226	0.002	19.05	0.19	0.610	0.006	0.65	50	76	0.7	3 027	34	1.5
238-4-08a	0.226	0.002	17.29	0.17	0.556	0.005	0.65	72	85	0.9	3 020	34	-5.6
238-4-08b	0.228	0.002	19.16	0.19	0.609	0.006	0.65	45	62	0.7	3 040	34	0.8
238-4-09a	0.225	0.002	18.34	0.18	0.591	0.006	0.65	189	161	1.2	3 017	34	-0.8
238-4-09b	0.227	0.002	18.90	0.19	0.604	0.006	0.65	51	61	0.8	3 030	34	0.6
238-4-10	0.220	0.002	17.61	0.19	0.580	0.006	0.65	133	130	1.0	2 981	35	-1.1
238-4-11	0.224	0.002	18.43	0.19	0.597	0.006	0.65	40	61	0.7	3 010	35	0.2
238-4-12	0.224	0.003	18.31	0.24	0.593	0.006	0.65	49	83	0.6	3 010	41	-0.3
238-4-13	0.224	0.002	18.31	0.19	0.592	0.006	0.65	69	95	0.7	3 011	35	-0.4
238-4-14	0.226	0.002	18.53	0.19	0.594	0.006	0.65	59	76	0.8	3 025	35	-0.6
238-4-15	0.223	0.002	18.48	0.18	0.600	0.006	0.65	46	68	0.7	3 006	33	0.8
238-4-16	0.223	0.002	18.10	0.18	0.590	0.006	0.65	65	75	0.9	3 000	33	-0.4
238-4-18a	0.224	0.002	17.69	0.17	0.572	0.005	0.65	111	113	1.0	3 011	33	-3.1
238-4-18b	0.225	0.002	19.06	0.19	0.613	0.006	0.65	77	85	0.9	3 019	33	2.1
238-4-19	0.225	0.002	18.36	0.18	0.593	0.006	0.65	51	64	0.8	3 013	34	-0.4
238-4-20	0.225	0.002	18.15	0.18	0.586	0.006	0.65	54	72	0.8	3 015	33	-1.4
238-4-21	0.224	0.002	18.36	0.18	0.593	0.006	0.65	48	60	0.8	3 013	34	-0.3
238-4-22	0.225	0.002	16.80	0.17	0.541	0.005	0.65	95	114	0.8	3 018	33	-7.6
238-4-23	0.225	0.003	18.49	0.21	0.597	0.006	0.65	58	96	0.6	3 013	37	0.2
238-4-24	0.224	0.002	18.80	0.19	0.608	0.006	0.65	47	60	0.8	3 011	34	1.7
238-4-25	0.222	0.002	18.36	0.18	0.599	0.006	0.65	64	79	0.8	2 998	34	0.9
238-4-27	0.224	0.002	18.54	0.19	0.599	0.006	0.65	86	89	1.0	3 013	34	0.5
238-4-29	0.222	0.002	18.03	0.18	0.589	0.006	0.65	97	100	1.0	2 994	34	-0.3
238-4-30	0.224	0.002	18.46	0.19	0.599	0.006	0.65	95	92	1.0	3 007	34	0.6
238-4-31	0.222	0.002	18.48	0.18	0.603	0.006	0.65	69	84	0.8	2 997	33	1.5
238-4-32	0.225	0.002	18.78	0.18	0.605	0.006	0.65	50	64	0.8	3 018	33	1.1
238-4-33	0.186	0.002	4.36	0.05	0.170	0.002	0.66	98	365	0.3	2 708	38	-63
238-4-34	0.221	0.002	17.88	0.19	0.588	0.006	0.66	67	91	0.7	2 985	34	-0.2
238-4-35	0.225	0.002	18.44	0.19	0.595	0.006	0.66	122	115	1.1	3 015	34	-0.1
238-4-38	0.225	0.002	18.71	0.18	0.604	0.006	0.65	146	152	1.0	3 014	33	1.1
238-4-39	0.224	0.002	18.47	0.18	0.599	0.006	0.65	71	90	0.8	3 007	33	0.6
238-4-40	0.223	0.002	18.36	0.18	0.598	0.006	0.65	107	138	0.8	3 000	33	0.8
238-4-41	0.225	0.002	18.47	0.18	0.596	0.006	0.65	65	81	0.8	3 015	34	0.0
238-4-42	0.221	0.002	17.95	0.18	0.589	0.006	0.65	78	112	0.7	2 987	34	0.0
238-4-43	0.161	0.002	9.31	0.11	0.419	0.005	0.66	62	172	0.4	2 469	40	-8.7
238-4-44	0.222	0.002	18.16	0.18	0.593	0.006	0.65	51	70	0.7	2 996	34	0.2
238-4-45	0.225	0.002	18.81	0.19	0.607	0.006	0.65	63	78	0.8	3 014	34	1.5

Таблица 2. Окончание

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$\frac{\text{по } ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
238-4-48	0.223	0.002	18.64	0.20	0.605	0.006	0.65	52	74	0.7	3 005	35	1.5
238-4-49	0.224	0.002	17.66	0.18	0.572	0.005	0.65	100	104	1.0	3 009	34	-3.1
238-4-50	0.223	0.002	17.99	0.18	0.586	0.006	0.65	79	93	0.8	2 999	35	-0.8
238-4-50b	0.226	0.003	17.38	0.22	0.558	0.006	0.66	87	99	0.9	3 023	39	-5.4
238-4-51	0.193	0.002	8.03	0.10	0.302	0.003	0.65	296	403	0.7	2 768	41	-39
238-4-52	0.167	0.002	7.86	0.10	0.342	0.004	0.66	122	460	0.3	2 525	41	-25
238-4-54	0.192	0.002	8.60	0.11	0.325	0.003	0.66	367	416	0.9	2 758	40	-34
238-4-57	0.213	0.003	5.97	0.08	0.204	0.002	0.64	63	149	0.4	2 925	45	-59
238-4-60	0.228	0.003	18.59	0.24	0.593	0.006	0.66	162	180	0.9	3 035	40	-1.2
238-4-68	0.218	0.003	15.90	0.23	0.529	0.006	0.65	550	396	1.4	2 966	44	-7.7
238-4-70	0.181	0.002	11.78	0.16	0.472	0.005	0.65	161	393	0.4	2 662	43	-6.4
238-4-71	0.228	0.003	18.63	0.24	0.594	0.007	0.65	86	90	1.0	3 035	41	-1.0
238-4-73	0.216	0.003	15.80	0.22	0.532	0.006	0.65	186	203	0.9	2 948	43	-6.8

Примечания. Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D — степень дискордантности: $((\text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1) \cdot 100$.

кристаллизации в некоторых случаях смещен к краю метаморфических ядер, демонстрирует асимметричность, что также указывает на стесненные условия роста кристалла, как внешняя зона роста ядер зерен второго типа. Форма зерен этого типа, как правило, изометричная, $K_{\text{удл}} = 1:1$. Их количество составляет до 40 % от выборки.

Единичные зерна третьего типа (например, рис. 4п) имеют оболочки (обрастания) двух генераций, аналогичные таковым в зернах второго типа, описанного выше (см. рис. 4ж, к, л, м и рис. 4з, л, соответственно). Их мощность крайне мала и не превышает 10 мкм. Контуры оболочек отчетливо не согласны с внутренней секториальной структурой метаморфических ядер и секут ее, что указывает на их формирование в отдельном процессе кристаллизации.

В некоторых случаях секториальная — “гранулитовая” — зональность накладывается на продольно-параллельную зональность в зернах первого типа (рис. 4г) и осцилляторную зональность зерен второго типа (рис. 4е, з, м), частично затушевывая первичную структуру ядер циркона. Крайним проявлением такого процесса можно считать полностью перекристаллизованные ядра зерен четвертого типа (рис. 4с, т, у, ф), восстановить первичную зональность которых не представляется возможным. Их количество в выборке не превышает 5 %. Некоторые зерна имеют следы хрупких деформаций (например, рис. 4м).

Оболочки в зернах четвертого типа представлены фрагментарными, прерывистыми обрастаниями толщиной до 10 мкм, серых и темно-серых от-

тенков на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4т, ф). Вероятно, они тождественны “амфиболитовым” оболочкам второй генерации на зернах второго и третьего типа.

Исследования U-Pb изотопной системы циркона.

Методом LA-ICP-MS проанализировано 50 зерен циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4; в 4 кристаллах циркона сделан анализ в двух точках — центральная часть-край (рис. 5а, табл. 2 (номера в таблице совпадают с номерами точек, представленных в электронном Приложении). Содержания U отвечают диапазону от 60 до 460 мкг/г, Th — 40–550 мкг/г, величина Th/U — 0.27–1.39. 17 определенных значений дискордантны $D > 2\%$. Полученные, по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, значения возрастов с $D \leq 2\%$ располагаются в интервале 3.04–2.98 млрд лет (рис. 5 а (врезка), 5 б).

Зерна циркона, выделенные из образца слабо-разгнейсованных эндробитов Пр 143-1, имеют цвет от почти прозрачного с розовато-коричневым оттенком до сиренево-коричневатого. Преобладают зерна овальной формы с удлинением $K_{\text{удл}} = 1:2 - 1:3$ и без явно выраженных граней. Встречены единичные зерна эллипсоидальной формы с удлинением $K_{\text{удл}} = 1:4 - 1:5$, и хорошо проявленными гранями призм и острой бипирамиды.

Следов растворения внутренних или внешних частей зерен при этом не наблюдается. Из этого можно предположить, что округлая форма зерен образовалась вследствие формирования гранобластовой структуры пород при деформациях, синхронных процессам метаморфизма.

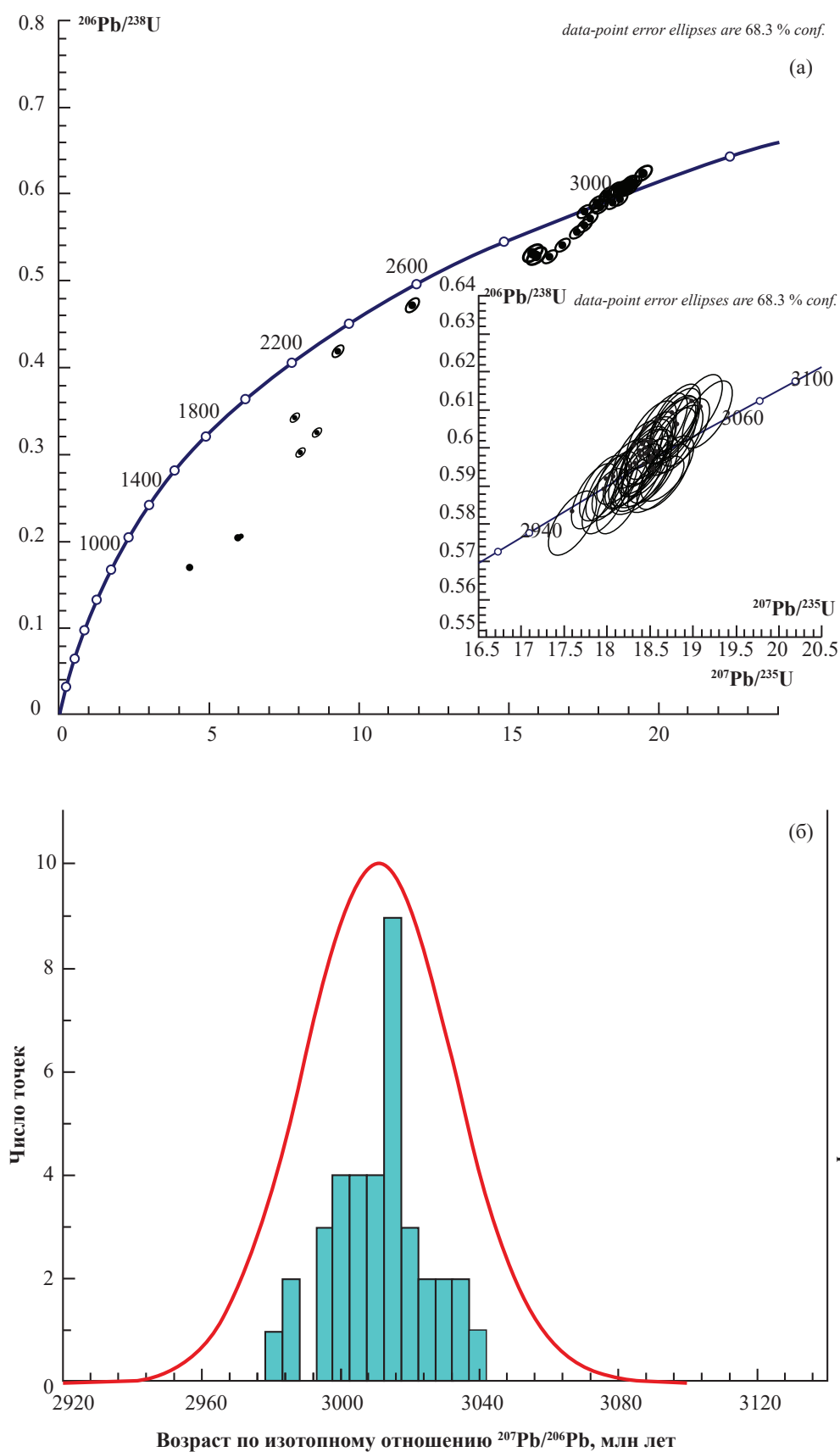


Рис. 5. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 Танайского плагиогранитоидного массива (на врезке: точки с $D \leq 2\%$); (б) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D \leq 2\%$).

В шашку было отобрано и вмонтировано 172 кристалла для катодолюминесцентных и геохронологических исследований. На рис. 6 представлены изображения наиболее характерных зерен циркона.

Все зерна циркона, независимо от морфологии, имеют хорошо выраженное ядро и оболочки одной или двух генераций (см. электронное Приложение 2, где показаны изображения кристаллов циркона во вторичных электронах (SE) и катодолюминесцентные (CL). Кольцами на рисунках обозначены кратеры в точках анализа LA-ICP-MS). Ядра в овальных зернах также имеют округлую форму без явно

выраженных граней. В CL-изображениях они имеют в основном однородную серую окраску. Лишь в нескольких кристаллах наблюдаются неясные следы осцилляторной зональности (рис. 6, зерна 1б, 2а, 2в, 3а, 4а), свидетельствующей о кристаллизации циркона из расплава и вероятном магматическом генезисе циркона. Часть зерен циркона (рис. 6, зерна 1а, 1в, 1г) на CL-изображениях имеет ядра интенсивной светлой окраски, свидетельствующей о низких содержаниях в них урана. Это характерно для циркона, образованного в условиях гранулитовой фации (Каулина, 2010; Rubatto et al., 2001). В отдель-

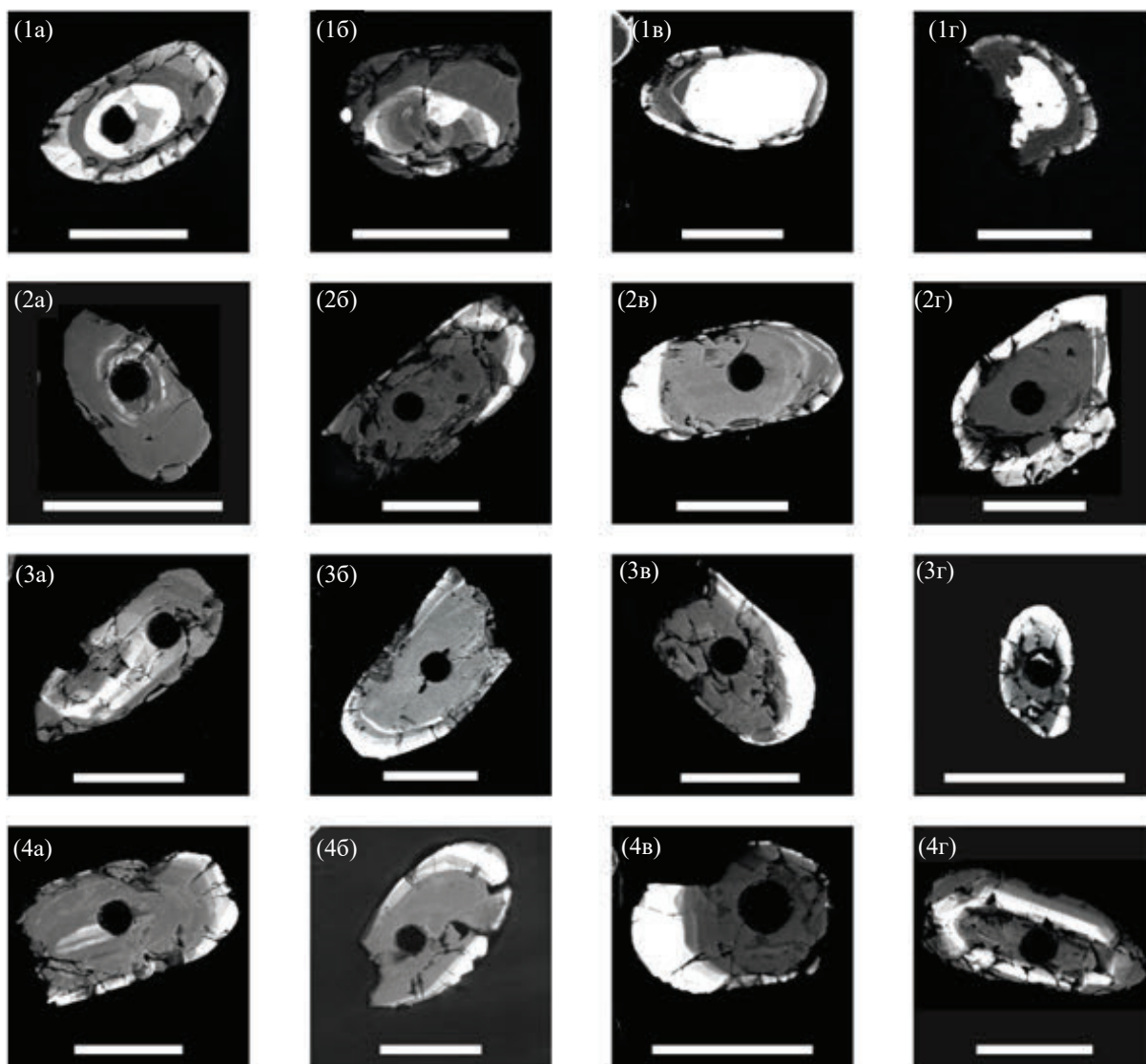


Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения типичных зерен циркона из образца слабозагнейсованных эндербитов Пр 143-1 отрядненской серии Камско-Вятской зоны.

(1 а-г) — цирконы с древними ядрами наиболее ранней - первой генерации, сформированными в магматическом процессе и перекристаллизованными на заключительных этапах формирования в условиях гранулитовой фации; (2 а) — ядро второй генерации имеет теньевую осцилляторную зональность, свидетельствующую о кристаллизации данного зерна циркона из расплава, возможно, при частичном плавлении в условиях гранулитовой фации метаморфизма; (2 б-г) — цирконы с ядрами третьей генерации, сформированными при ультраметаморфизме в условиях амфиболитовой фации; (3 а-г) — цирконы с ядрами и оболочками четвертой генерации, сформированными в условиях гранулитовой фации метаморфизма; (4 а-г) — цирконы с перекристаллизованными ядрами наиболее поздней — пятой, генерации. Величина масштабной линейки 100 мкм.

ных случаях хорошо видно наложение секториальной метаморфической зональности на осцилляторную магматическую зональность (рис. 6, зерно 1б). Возможно, это является следствием перекристаллизации магматического циркона на заключительных этапах его образования в *P-T* условиях гранулитовой фации.

Наиболее ранние обрастания на ядрах циркона представлены темно-серыми в CL-изображениях оболочками. Это свидетельствует об относительно высоких содержаниях в них урана, что характерно для метаморфизма амфиболитовой фации. По видимому, одновременно формируются и новые кристаллы циркона, соответствующие этой стадии, имеющие насыщенно серые на CL-изображениях центральные части зерен (рис. 6, зерна 2б, 2в, 2г) — циркон второй генерации.

Циркон следующей — третьей, генерации представлен относительно тонкими очень светлыми на CL-изображениях оболочками (рис. 6, зерна 1а, 1в, 1г, 2в, 2г, 3б, 3г, 4а, 4б, 4в, 4г). Светлый тон свидетельствует о малых концентрациях урана в таких оболочках. В отдельных случаях можно увидеть нечетко проявленную секториальную структуру новообразованных кайм с зигзагообразными границами типа “fir-tree”, что характерно для циркона, кристаллизовавшегося в условиях гранулитовой фации метаморфизма (рис. 6, зерна 1а, 2б, 2г, 4б).

Наиболее поздние обрастания представлены преимущественно темными на CL-изображениях, и, следовательно, высокоурановыми тонкими оболочками (рис. 6, зерно 4г). В отдельных случаях происходит перекристаллизация ядер циркона предшествующих генераций. На рис. 6 (зерна 4а, 4б, 4в, 4г) представлены зерна циркона с ядрами, перекристаллизованными в амфиболитовой фации.

Исследования U–Pb изотопной системы циркона. Методом LA-ICP-MS проанализирована U–Pb изотопная система циркона из образца слабаразгнейсованных эндебитов Пр 143-1 в 74 зернах; из них в 12 зернах измерения проведены в двух точках, отвечающих разным зонам кристалла (рис. 7а, табл. 3 (номера в таблице совпадают с номерами точек, представленных в электронном Приложении 2). Гистограмма и кривые распределения плотности вероятности значений возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ построены для 40 точек с дискордантностью $D < 2\%$ (рис. 7б). На рис. 7б можно видеть, что полученные значения возрастов распределены в интервалах 3.0–2.8 и 2.75–2.60 млрд лет (значения рассчитаны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик зерен циркона, катодолюминесцентных изображений этих кристаллов и петрографических особенностей пород позволила вы-

явить закономерности генезиса исследованного циркона.

Катодолюминесцентные изображения (CL) являются источником обширной информации об онтогенезе кристаллов циркона и ряда других минералов, часто не имеющих выраженную зональность в оптическом диапазоне. Зональность кристаллов циркона в катодолюминесценции и ее связь с условиями и процессами кристаллизации интенсивно изучалась в последние десятилетия. Полученные результаты позволяют делать более или менее уверенные выводы о генезисе этого минерала (Носырев и др., 1989; Corfu et al., 2003; Каулина, 2010). В частности, осцилляторная зональность в цирконе рассматривается как признак кристаллизации циркона из расплава в магматических процессах или при частичном плавлении пород в условиях высоких температур и давлений — например, ультраметаморфизм и формирование мигматитов или палингенез (например, Носырев и др., 1989). Секториальная зональность с зубчатыми границами секторов — типа “fir-tree” — указывает на кристаллизацию циркона при метаморфизме относительно высоких температур — например, в условиях гранулитовой фации (Corfu et al., 2003; Каулина, 2010).

К настоящему времени накоплен большой объем данных по геохимии U и Th в цирконе. Установлено, что для акцессорного циркона из пород, сформированных при температурах и давлениях гранулитовой фации, характерны низкие концентрации U и Th. (Бибикина, 1989; Ножкин, Туркина, 1993). При этом отношения Th к U в цирконе может варьировать от средних до высоких > 1 (Rubatto et al., 2001; Каулина, 2010; Harley et al., 2007). В условиях гранулитовой фации торий и уран проявляют либо сходное геохимическое поведение, либо разделяются вследствие появления минералов — концентраторов тория, что отображает величина Th/U (Bea, 1996; Rubatto, 2017; Yakymchuk et al., 2018; Ewing et al., 2023).

Циркон метаморфических пород и мигматитов амфиболитовой фации, для которой характерно присутствие водосодержащего флюида, отличается низкими — часто ниже 0.1 — значениями Th/U (Глебовицкий и др., 2008), обусловленными склонностью урана образовывать комплексные соединения (Ножкин, Туркина, 1993). Торий не обладает способностью транспортировки в водном флюиде, поэтому присутствие водосодержащего флюида при метаморфизме может обеспечивать заметные различия геохимического поведения рассматриваемых элементов (Hazen et al., 2009).

Изложенные выше закономерности использованы при интерпретации полученных результатов.

Так циркон из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4, относящийся к возрастному интервалу 3.04–2.98 (рис. 5, табл. 2), разделяется на группы.

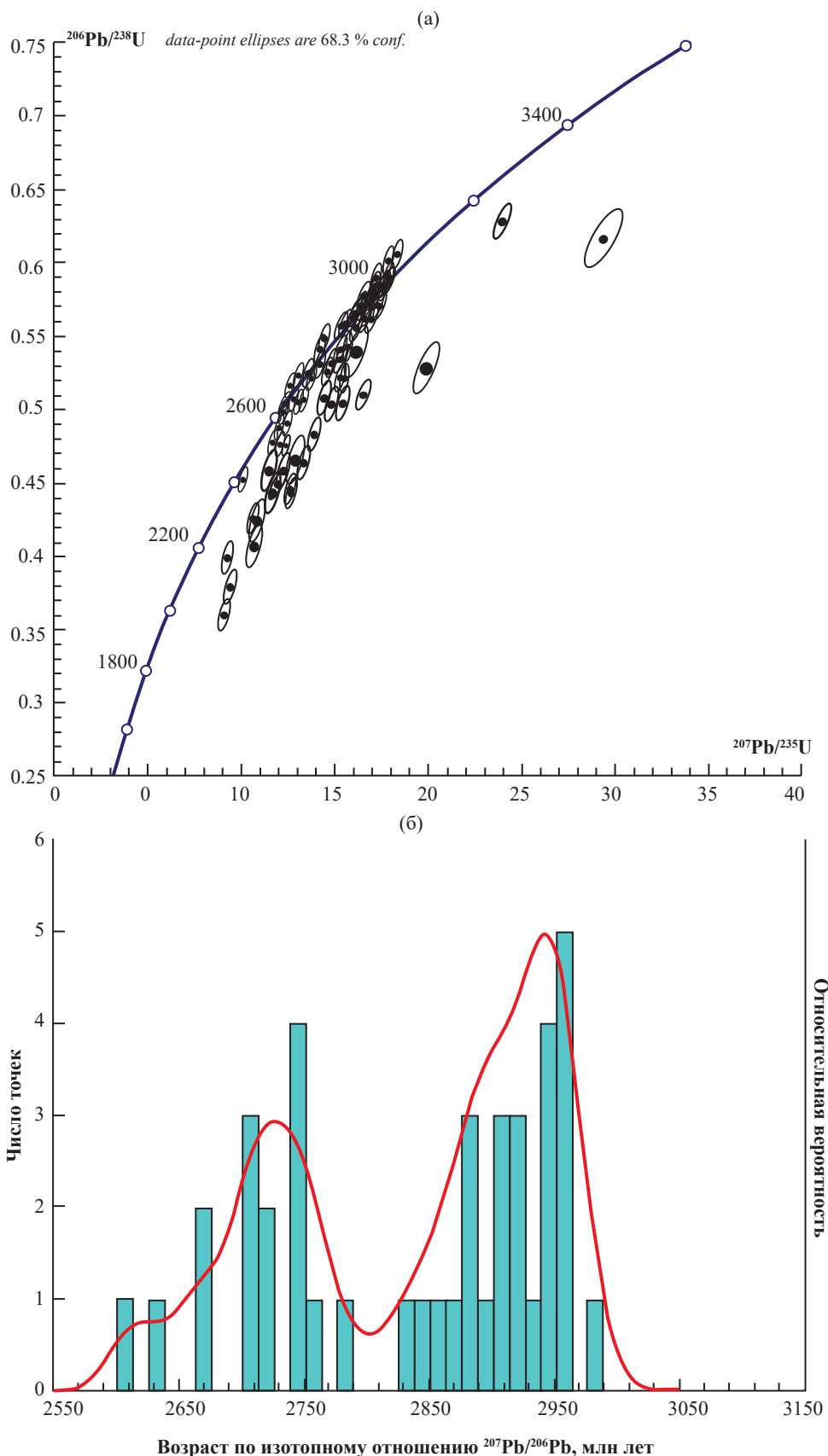


Рис. 7. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1, изученного методом LA-ICP-MS. (б) Гистограмма и кривая распределения плотности вероятности значений возрастов циркона из образца слабаразгнейсованных эндербитов Пр 143-1, рассчитанного по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $D < 2\%$.

Таблица 3. Результаты U–Pb изотопных исследований зерен циркона из образца Пр 143-1 слабобразгнейсованных эндробитов отраденской серии, полученные методом LA-ICP-MS

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line5-02	0.208	0.002	15.98	0.18	0.559	0.006	0.66	73	546	0.134	2 886	36	–0.9
143-1-line5-03	0.210	0.002	16.37	0.18	0.566	0.006	0.67	184	701	0.263	2 903	35	–0.4
143-1-line5-04	0.186	0.002	13.11	0.16	0.511	0.006	0.67	30	2014	0.015	2 707	37	–1.7
143-1-line5-05	0.211	0.002	15.74	0.19	0.540	0.006	0.66	160	1423	0.112	2 915	38	–4.5
143-1-line5-06b	0.188	0.002	12.35	0.14	0.476	0.005	0.66	86	804	0.107	2 727	38	–8.0
143-1-line5-06c	0.206	0.002	15.99	0.18	0.564	0.006	0.66	331	3302	0.100	2 871	36	0.4
143-1-line5-07b	0.212	0.002	17.12	0.21	0.584	0.007	0.68	165	513	0.321	2 924	35	1.5
143-1-line5-07c	0.211	0.002	17.15	0.21	0.590	0.007	0.69	271	676	0.401	2 910	35	2.8
143-1-line5-08	0.205	0.002	15.22	0.18	0.538	0.006	0.67	79	421	0.187	2 867	36	–3.2
143-1-line5-10b	0.184	0.002	12.45	0.16	0.490	0.005	0.65	99	91	1.094	2 690	42	–4.4
143-1-line5-10c	0.202	0.003	15.45	0.21	0.555	0.006	0.65	136	664	0.204	2 842	42	0.1
143-1-line5-11	0.188	0.002	13.58	0.17	0.525	0.006	0.68	132	138	0.960	2 722	37	0.0
143-1-line5-14	0.187	0.002	13.21	0.15	0.512	0.005	0.67	42	1048	0.040	2 716	36	–1.8
143-1-line5-15	0.212	0.002	16.12	0.19	0.552	0.006	0.66	383	2805	0.136	2 920	37	–3.0
143-1-line5-16	0.182	0.002	13.09	0.15	0.523	0.006	0.66	2817	16084	0.175	2 667	37	1.7
143-1-line5-17	0.191	0.002	13.33	0.15	0.506	0.005	0.67	345	6503	0.053	2 750	36	–4.0
143-1-line5-20	0.176	0.002	12.03	0.14	0.497	0.005	0.66	233	2133	0.109	2 612	38	–0.4
143-1-line5-22b	0.191	0.002	14.20	0.18	0.539	0.006	0.68	114	152	0.747	2 750	37	1.1
143-1-line5-22c	0.219	0.002	18.31	0.23	0.606	0.007	0.68	260	1322	0.197	2 975	36	2.6
143-1-line5-25	0.219	0.003	17.84	0.23	0.590	0.007	0.68	68	115	0.588	2 976	37	0.4
143-1-line5-26b	0.190	0.002	14.13	0.18	0.539	0.006	0.68	124	426	0.292	2 743	37	1.4
143-1-line5-26c	0.215	0.002	17.78	0.22	0.600	0.007	0.68	256	596	0.430	2 942	37	3.1
143-1-line5-28	0.215	0.002	16.78	0.20	0.567	0.006	0.67	87	383	0.226	2 940	36	–1.4
143-1-line5-29	0.211	0.002	16.34	0.19	0.562	0.006	0.67	105	926	0.114	2 912	36	–1.2
143-1-line5-30	0.216	0.003	17.00	0.21	0.571	0.006	0.67	83	354	0.233	2 950	38	–1.3
143-1-line5-31	0.203	0.002	15.66	0.18	0.560	0.006	0.66	180	1261	0.143	2 851	37	0.5
143-1-line5-32	0.216	0.002	16.91	0.20	0.569	0.006	0.67	94	390	0.242	2 947	36	–1.5
143-1-line5-33	0.186	0.002	13.17	0.17	0.514	0.006	0.67	72	1038	0.069	2 705	39	–1.2
143-1-line5-34	0.187	0.002	11.58	0.15	0.449	0.005	0.66	894	1127	0.793	2 717	40	–12
143-1-line5-35	0.208	0.002	16.54	0.20	0.578	0.006	0.66	88	828	0.106	2 886	39	1.9
143-1-line5-36	0.177	0.002	12.64	0.15	0.518	0.005	0.66	127	3156	0.040	2 626	39	2.4
143-1-line5-37	0.277	0.004	23.98	0.32	0.628	0.007	0.65	317	812	0.391	3 344	41	–6.0
143-1-line5-38	0.219	0.003	16.97	0.22	0.562	0.006	0.65	759	656	1.156	2 972	40	–3.2
143-1-line5-39	0.214	0.002	16.78	0.21	0.569	0.006	0.67	129	1042	0.124	2 935	37	–1.1
143-1-line5-40	0.220	0.003	17.31	0.24	0.571	0.007	0.65	15	38	0.398	2 980	43	–2.3
143-1-line5-42	0.200	0.003	15.37	0.21	0.557	0.006	0.64	69	494	0.141	2 826	44	1.0
143-1-line5-43	0.207	0.003	16.20	0.20	0.568	0.006	0.66	186	1164	0.160	2 881	40	0.6
143-1-line5-44	0.208	0.002	16.12	0.20	0.563	0.006	0.67	86	754	0.113	2 888	39	–0.3
143-1-line5-45	0.186	0.002	13.11	0.17	0.512	0.006	0.67	286	145	1.974	2 705	40	–1.5
143-1-line5-49	0.217	0.003	17.76	0.22	0.594	0.007	0.67	100	944	0.106	2 957	38	1.7
143-1-line5-49b	0.162	0.003	10.11	0.16	0.452	0.006	0.65	62	21	2.923	2 479	52	–3.0

Таблица 3. Продолжение

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$\frac{\text{по } ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line5-50b	0.192	0.002	14.49	0.18	0.549	0.006	0.67	111	491	0.226	2 756	39	2.3
143-1-line5-50c	0.216	0.003	17.10	0.22	0.575	0.007	0.67	135	217	0.623	2 948	38	-0.6
143-1-line5-54	0.217	0.003	17.26	0.23	0.577	0.007	0.67	96	342	0.281	2 958	40	-0.7
143-1-line5-55	0.212	0.003	16.43	0.21	0.561	0.006	0.67	484	704	0.688	2 923	39	-1.8
143-1-line6-01	0.180	0.002	12.26	0.21	0.495	0.008	0.73	79	3114	0.025	2 651	41	-2.3
143-1-line6-02	0.216	0.003	17.41	0.35	0.584	0.010	0.71	3843	2357	1.631	2 952	48	0.4
143-1-line6-06	0.187	0.003	13.08	0.19	0.506	0.006	0.64	218	125	1.751	2 720	46	-3.0
143-1-line6-07	0.215	0.003	17.29	0.29	0.582	0.009	0.73	79	416	0.190	2 946	39	0.4
143-1-line6-08	0.213	0.003	15.16	0.27	0.517	0.009	0.73	755	969	0.779	2 927	42	-8.2
143-1-line6-10	0.206	0.003	12.65	0.22	0.446	0.007	0.72	320	710	0.451	2 873	42	-17
143-1-line6-12	0.211	0.003	15.04	0.26	0.518	0.008	0.73	407	3291	0.124	2 910	39	-7.5
143-1-line6-14b	0.190	0.002	13.87	0.18	0.530	0.006	0.66	171	470	0.365	2 742	41	-0.1
143-1-line6-14c	0.212	0.003	16.71	0.21	0.573	0.006	0.66	167	606	0.276	2 918	39	0.1
143-1-line6-17	0.206	0.003	14.47	0.27	0.509	0.008	0.72	308	2356	0.131	2 877	44	-7.9
143-1-line6-17b	0.191	0.002	13.77	0.18	0.522	0.006	0.65	110	144	0.761	2 752	42	-1.5
143-1-line6-22b	0.182	0.002	13.07	0.17	0.521	0.006	0.66	65	1226	0.053	2 671	41	1.2
143-1-line6-22c	0.195	0.002	14.27	0.19	0.531	0.006	0.65	196	421	0.466	2 783	41	-1.3
143-1-line6-27	0.209	0.002	13.90	0.23	0.483	0.008	0.73	188	668	0.282	2 894	39	-12
143-1-line6-28	0.222	0.003	15.43	0.27	0.505	0.008	0.73	301	516	0.582	2 992	40	-12
143-1-line6-30	0.207	0.003	12.69	0.23	0.444	0.007	0.72	823	3592	0.229	2 885	43	-18
143-1-line6-31	0.181	0.003	10.61	0.20	0.426	0.007	0.71	930	2282	0.407	2 659	48	-14
143-1-line6-32	0.208	0.003	13.31	0.23	0.464	0.007	0.73	982	1891	0.519	2 892	39	-15
143-1-line6-33	0.168	0.003	9.24	0.19	0.399	0.007	0.71	2496	6854	0.364	2 537	53	-15
143-1-line6-34	0.194	0.003	12.27	0.24	0.459	0.008	0.72	8234	5250	1.568	2 777	47	-12
143-1-line6-35	0.178	0.003	12.20	0.28	0.497	0.010	0.74	143	2634	0.054	2 634	50	-1.2
143-1-line6-36b	0.183	0.003	9.10	0.22	0.361	0.008	0.75	19	805	0.024	2 680	50	-26
143-1-line6-36c	0.345	0.006	29.39	0.70	0.617	0.013	0.73	484	494	0.980	3 687	50	-16
143-1-line6-37	0.179	0.003	9.40	0.24	0.380	0.008	0.75	766	1358	0.564	2 647	53	-22
143-1-line6-40	0.235	0.004	16.56	0.29	0.510	0.007	0.64	5	14	0.356	3 088	54	-14
143-1-line6-41	0.217	0.003	17.55	0.23	0.586	0.006	0.66	138	1231	0.112	2 962	40	0.3
143-1-line6-44	0.273	0.004	19.88	0.46	0.529	0.011	0.76	71	574	0.123	3 320	44	-18
143-1-line6-45	0.192	0.003	11.78	0.28	0.445	0.010	0.76	236	1627	0.145	2 760	48	-14
143-1-line6-46	0.191	0.003	10.68	0.27	0.406	0.009	0.75	7	379	0.018	2 748	53	-20
143-1-line6-47	0.185	0.003	10.85	0.29	0.425	0.010	0.75	223	3658	0.061	2 701	57	-16
143-1-line6-48	0.182	0.003	11.53	0.31	0.459	0.011	0.75	98	1445	0.068	2 673	55	-8.9
143-1-line6-49	0.200	0.004	12.81	0.39	0.465	0.012	0.73	138	2915	0.047	2 826	66	-13
143-1-line6-55	0.204	0.004	15.04	0.48	0.535	0.014	0.72	266	584	0.455	2 858	71	-3.3
143-1-line6-56	0.213	0.004	15.34	0.50	0.522	0.014	0.74	132	1019	0.129	2 928	68	-7.5
143-1-line6-58	0.214	0.004	15.05	0.41	0.511	0.012	0.75	81	368	0.219	2 934	54	-9.3
143-1-line6-58b	0.181	0.002	11.83	0.16	0.475	0.005	0.65	60	177	0.342	2 660	43	-5.9
143-1-line6-59	0.217	0.004	16.22	0.46	0.542	0.013	0.76	100	785	0.128	2 958	55	-5.6
143-1-line7-1-4	0.210	0.003	16.42	0.22	0.567	0.007	0.67	61	279	0.218	2 905	39	-0.2

Таблица 3. Окончание

Номер анализа	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$	
143-1-line7-7-1	0.190	0.003	13.95	0.20	0.531	0.006	0.64	17	377	0.045	2 746	46	0.1
143-1-line7-9-2	0.203	0.003	14.84	0.21	0.531	0.006	0.65	92	174	0.526	2 848	45	-3.6
143-1-line7-9-4b	0.178	0.003	11.75	0.17	0.478	0.005	0.64	171	97	1.762	2 636	48	-4.4

Примечания. Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D — степень дискордантности: $((\text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1) \cdot 100$.

Петрографические особенности пород, морфология и строение внутренних зон кристаллов циркона отражают кристаллизацию из магмы в *P-T* условиях и флюидном режиме, соответствующих гранулитовой и границе амфиболитовой и гранулитовой фаций (например, рис. 4и (с — core), табл. 2, рис. 8, 238-4-4 и 238-4-9а). Концентрации урана, полученные для таких кристаллов, имеют относительно более

высокие значения и среднюю до повышенного величину Th/U-отношения (до 1) (см. раздел Результаты и табл. 2). Другая группа проанализированных зерен, к которым относятся новообразованные ядра (например, рис. 4о, п, рис. 8, 238-4-24 и 238-4-31) и внешняя часть зерен первой группы (например, рис. 4и (r — rim), д, табл. 2, рис. 8, 238-4-9б), имеют более низкие относительно первой группы концен-

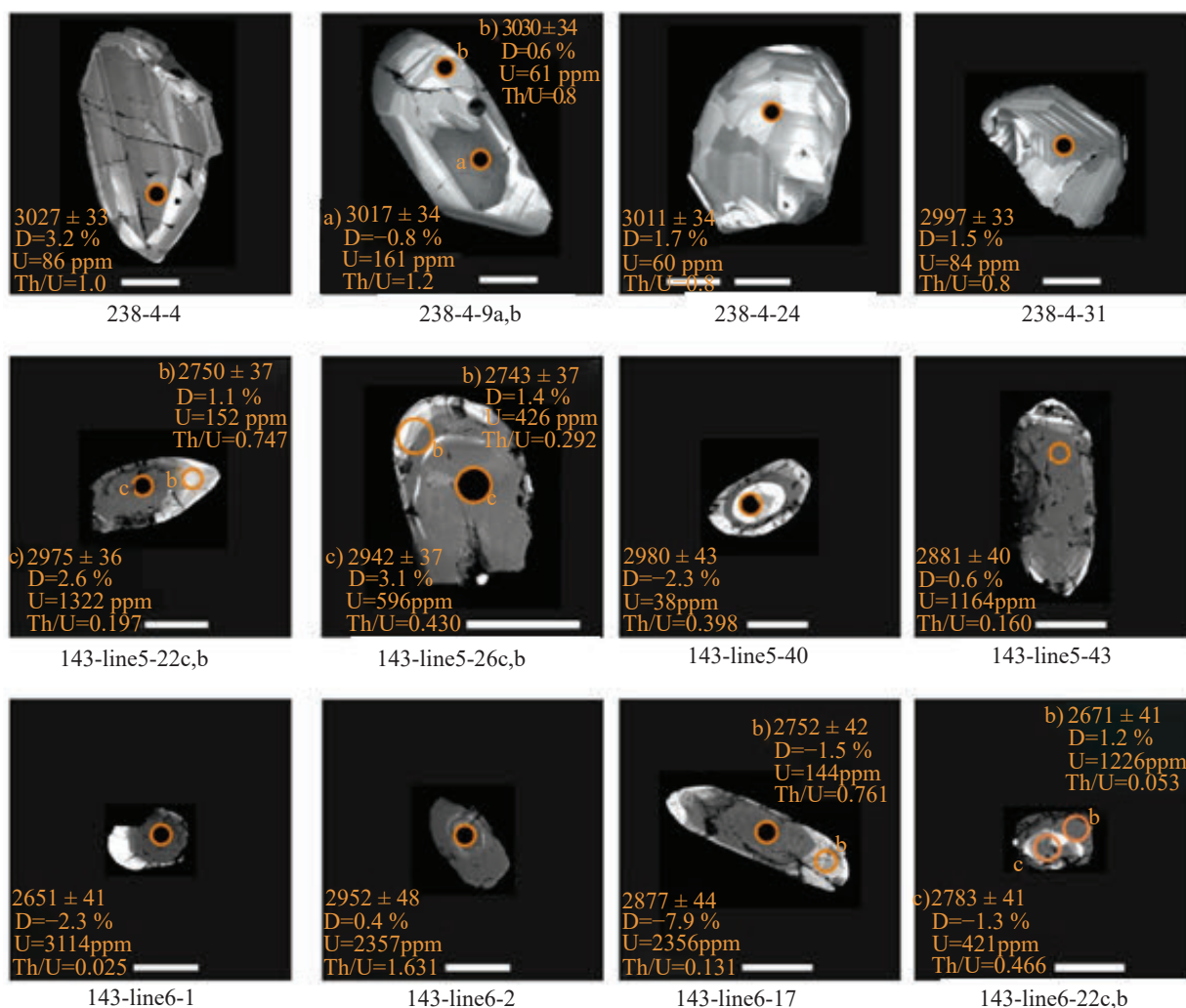


Рис. 8. Примеры (катодолюминесцентные изображения) исследованного циркона разных генераций из слабозразнействованных эндрбитов отрядненской серии (обр. Пр 143-1) и метаморфизованных кварцевых диоритов Танайского плагитогранитоидного массива (обр. ТБ 238-4).

Номера зерен на рисунке совпадают с номерами точек, представленных в табл. 2 и 3 (см. электронные Приложения 1 и 2).

трации урана и среднее Th/U-отношение (см. раздел Результаты и табл. 2). Вероятно, в этом временном интервале происходило несколько последовательных процессов, фиксируемых в особенностях строения и геохимии кристаллов циркона. Первый — формирование первичных магматических пород, в ходе которого условия кристаллизации циркона существенно менялись, что отражается в различиях строения внешней и внутренней зон ядер кристаллов. Второй — метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации, выраженный в формировании кристаллов с секториальной зональностью и границами типа “fir-three”, оболочек на кристаллах ранней генерации (зерна первого типа) со сходными структурными особенностями. Перечисленные выше магматические и метаморфические события, отраженные в формировании различных генераций циркона из кварцевых диоритов Танайского массива (обр. ТБ 238-4), сохраняют историю первичных пород, являвшихся субстратом для выплавления кварцевых диоритов.

Третий, заключительный процесс — метаморфизм пород в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации, доходящий до палинггенного плавления и формирования пород гранитоидного ряда. Так, в рассматриваемых кварцевых диоритах наблюдаются только минеральные парагенезисы, соответствующие *P-T* условиям амфиболитовой фации метаморфизма. В цирконе этот процесс отражен в формировании тонких, темно-серых в CL, “амфиболитовых” обрастаний на зернах второго, третьего и четвертого типа (см. описание цирконов). Так как эти процессы сближены по времени, то эллипсы ошибок определяемых возрастов перекрываются (рис. 5а) и применяемые методы U—Pb датирования не позволяют разграничить эти процессы.

Для циркона из образца кварцевых диоритов ТБ 238-4 характерны низкие концентрации U и Th, изменяющиеся в узком диапазоне (табл. 2) в процессе преобразования и смены режима протекания процесса в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, причем как для циркона первой группы — магматического генеза, так и метаморфогенного циркона. Вероятно, что это обусловлено низкими концентрациями урана и тория при формировании плагиогранитоидного Танайского массива, унаследованными от протолита.

Анализ полученных изотопно-геохронологических данных (циркон из образца слабаразгнейсованных эндебитов Пр 143-1) показал, что в каждом из выделенных узких возрастных интервалов 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет присутствуют зерна циркона разных генераций. Это указывает на многостадийное формирование и преобразование пород. Вследствие множественности таких процессов и их сменяемости в близком временном интервале, мы не можем только по морфологии и внутреннему строению зерен однозначно установить по-

следовательность этих процессов. Гранулитовый метаморфизм и следующий непосредственно за ним регрессивный процесс повторяется как минимум дважды. При этом в один и тот же возрастной интервал попадают зерна циркона разного происхождения — магматического и метаморфического генезиса. Их геохронологические U—Pb изотопные определения перекрываются в диапазоне ошибок. Поэтому генерации циркона удастся выделить только по совокупности изотопно-геохимических характеристик (содержанию U, Th и Th/U-отношению), структурных особенностей зерен, проявленных на CL-изображениях и петрографических особенностей пород.

Для образца слабаразгнейсованных эндебитов Пр 143-1 в возрастном интервале 3.0–2.8 млрд лет, также как и для кварцевых диоритов Танайского массива (Обр. ТБ 238-4), присутствуют несколько генераций зерен циркона, возрасты которых перекрываются в пределах погрешности, однако четко разделяются по морфологии и внутреннему строению. Первая генерация — единичные зерна с ядрами, имеющими яркую светлую окраску на CL-изображениях (например, рис. 6, зерна 1а, 1б, 1в, 1г). В них установлено низкое содержание урана и тория, среднее значение Th/U-отношения и наблюдается реликтовая осцилляторная зональность (рис. 6 — 1а, 1б, табл. 3, рис. 8, 143-line5-40). Возраст таких ядер циркона, по-видимому, отвечает кристаллизации протолита из магмы. Вероятно, сохранившиеся первые генерации породообразующих минералов (антипертитовый *Pl+OPx*, рис. 3б) сформировались на этом этапе.

Следующие две генерации циркона (вторая и третья) из возрастного интервала 3.0–2.8 млрд лет имеют практически идентичное внутреннее строение и морфологию зерен и различаются только по содержаниям Th, U и Th/U-отношению.

Вторая генерация зерен циркона обладает высоким содержанием U и Th, и Th/U больше 1 (например, рис. 6 — 2а, табл. 3, рис. 8, 143-line6-2). Для таких зерен характерен насыщенный серый тон катодолюминесценции и просвечивающая невыдержанная осцилляторная зональность, наблюдаемая в центральных частях зерен. Их количество в исследуемой выборке невелико, что может свидетельствовать об относительно слабой интенсивности и локальности проявления этого процесса. Высокое Th/U-отношение и наличие осцилляторной зональности, являющейся признаком кристаллизации из расплава, позволяет нам предполагать их происхождение в процессе частичного плавления в *P-T* условиях гранулитовой фации. Высокие содержания U в цирконе могут быть следствием смены флюидного режима с “сухого” на существенно водосодержащий. Это может рассматриваться как признак смены условий кристаллизации или рекристаллизации породы и циркона в ней.

Циркон следующей — третьей, генерации может быть соотнесен с процессом преобразования первичных эндробитов в метаморфические породы в условиях переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Для такого циркона характерны высокие концентрации урана и некоторое понижение значений Th/U-отношения относительно предыдущих генераций (до 0.1–0.2) (например, табл. 3, рис. 8, 143-line5-22с, 143-line5-43, 143-line6-17). Такие характеристики свидетельствуют о присутствии водосодержащего флюида и вероятном снижении температуры метаморфического процесса. Циркон этой генерации имеет насыщенные однородные серые и темно-серые тона на катодолюминесцентных изображениях при всяком отсутствии зональности в ядрах таких зерен (рис. 6, 2б–2г).

Значения возрастов циркона из интервала 2.75–2.60 млрд лет отражают наиболее ярко проявленный процесс гранулитового метаморфизма, получивший региональное распространение на всей площади Волго-Уральского сегмента. Внутри этого возрастного интервала выделяется генерация зерен циркона, относящаяся к гранулитовой фазе ме-

таморфизма (рис. 6, 3а и 3в и оболочки в зернах). Эллипсы ошибок определения возраста таких кристаллов перекрываются с таковыми значениями для непосредственно сменяющего его процесса регрессивного метаморфизма. Их состав характеризуется относительно низкими содержаниями U (порядка ста ppm). Th/U-отношение в таких кристаллах выше среднего (~0.7) и достигает значений > 1 (табл. 3, рис. 8, 143-line5-22b, 143-line5-26b, 143-line6-17b). Петрографически это отражается в формировании гнейсовидной структуры эндробитов (рис. 3 а, в).

Регрессивная стадия вышеописанного регионального метаморфизма амфиболитовой фации маркируются образованием тонких темно-серых в CL оболочек циркона и кристаллов с однородными серыми ядрами (рис. 6, 4а–г). Циркон такой генерации характеризуется высокими содержаниями U (тысячи ppm) и крайне низкими Th/U-отношениями < 0.1 до 0.01 (табл. 3, рис. 8, 143-line6-1, 143-line6-22b).

Можно говорить о расположении групп значений возрастов циркона из образца слабобазгнейсованных эндробитов Пр 143-1 в двух основных диапазонах (рис. 7, 9, 10), описанных выше.

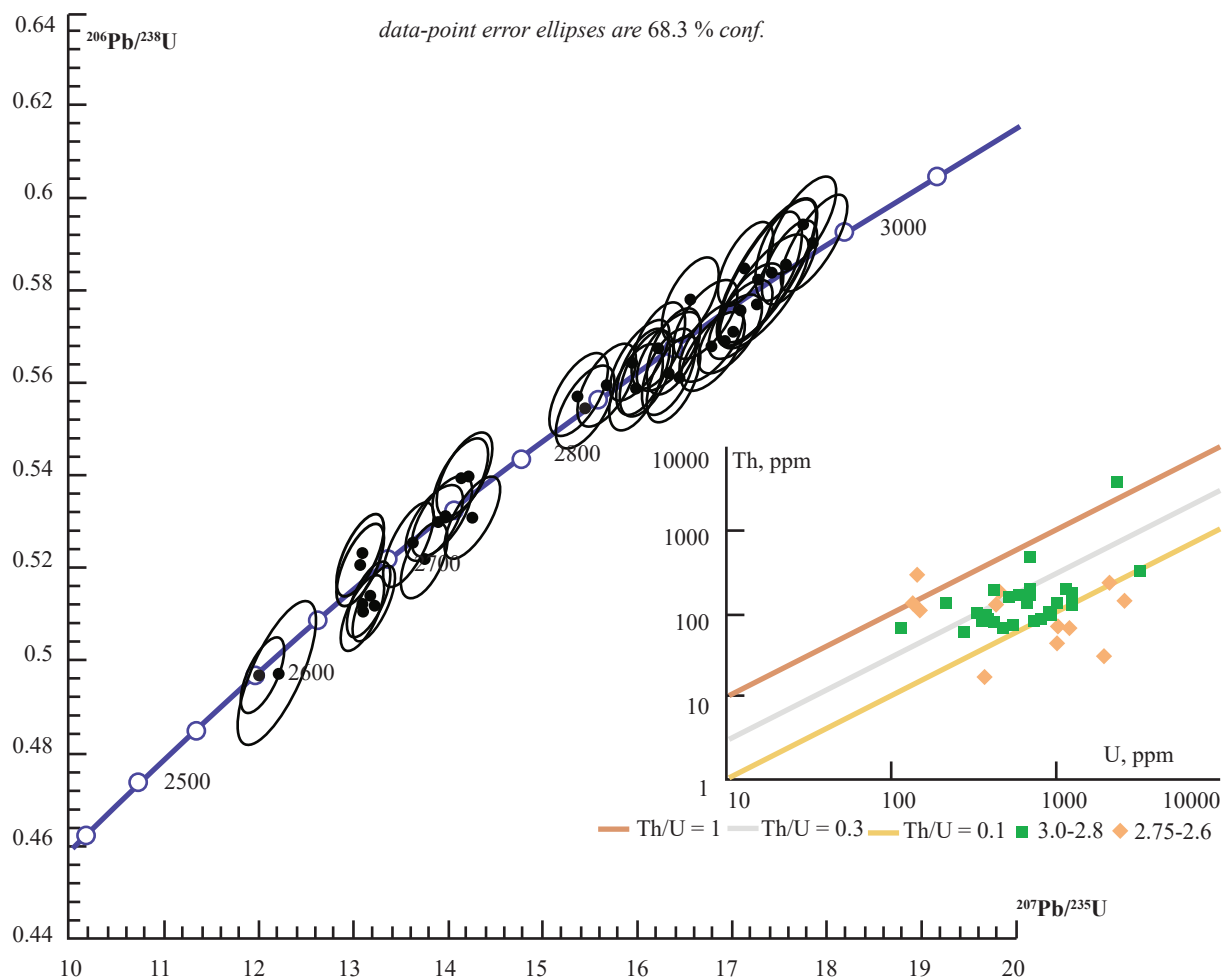
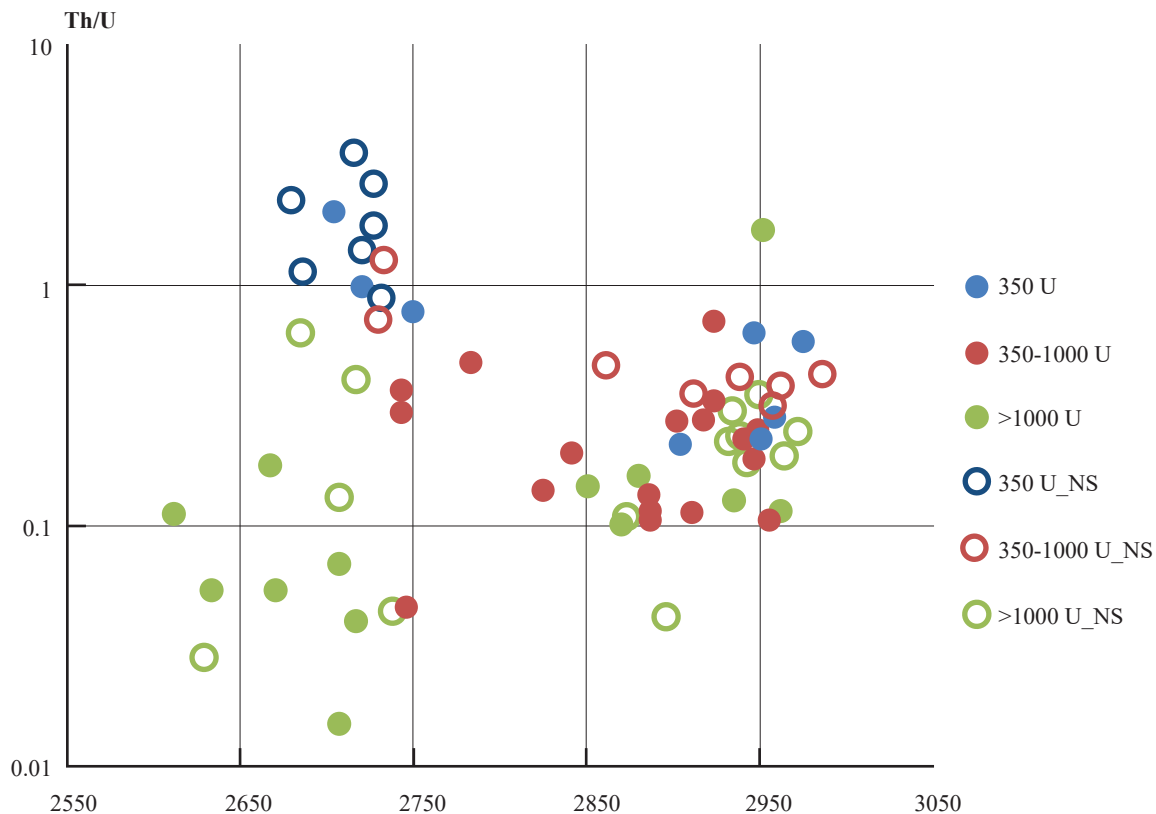


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для точек ($D < 2\%$) циркона из образца слабобазгнейсованных эндробитов Пр 143-1 и распределение точек ($D < 2\%$) из возрастных интервалов 3.0–2.8 и 2.75–2.60 млрд лет (значения рассчитаны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) в координатах U-Th.



Возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет

Рис. 10. Распределение точек (по содержанию U, ppm) циркона из образца слабоэрозгнейсованных эндрбитов Пр 143-1 разных генераций по возрасту, определенному по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D < 2\%$) в зависимости от Th/U. Залитые символы — определения методом LA-ICP-MS, не залитые символы — определения на масс-спектрометре вторичных ионов (SIMS) Cameca IMS 1280 Nordsim по методике Whitehouse & Kamber (2005), показанные для сравнения.

Процессы кристаллизации и перекристаллизации циркона из образца слабоэрозгнейсованных эндрбитов Пр 143-1 и, соответственно, этапы формирования и преобразования породы происходили неоднократно и были сближены по времени. Во-первых, каждая группа величин, полученных изотопных отношений, отвечает группе точек анализа зон и кристаллов циркона, резко различных по характеристикам излучения в режиме катодолюминесценции (рис. 6). Во-вторых, резко различаются значения концентраций U и Th, величины отношений Th/U в разных зернах и зонах циркона (табл. 3, рис. 8, рис. 9, врезка, рис. 10). При этом значения возрастов, полученные по изотопным отношениям, измеренным в разных зонах кристалла, могут перекрываться в пределах погрешностей (рис. 8, 9). Таким образом, циркон из каждого временного диапазона маркирует процессы, относящиеся именно к данному установленному временному интервалу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее значительные этапы формирования коры и возраст основных вещественных комплексов пород Средневолжского блока был обоснован рядом предшествующих исследований. Архейское время возникновения и метаморфического преоб-

разования сиалической коры Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента определено и обосновано впервые. На примере акцессорного циркона многократно метаморфизованных первично магматических пород Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы исследованы закономерности формирования зон циркона, каждая из которых соответствует определенному этапу кристаллизации и/или перекристаллизации эндрбитов отрадненской серии и плагиогранитоидных пород Танайского массива в результате полиметаморфических процессов.

Циркон, выделенный из кварцевых диоритов, показал архейское время формирования протолита плагиогранитоидов Танайского массива Камско-Вятской зоны. Этот возрастной интервал — 3.04–2.98 млрд лет — включает стадию наиболее раннего гранулитового метаморфизма, следующего непосредственно за эпизодом магматизма.

По циркону из слабоэрозгнейсованных эндрбитов отрадненской серии получено два возрастных интервала формирования и преобразования пород: 3.0–2.8 млрд лет и 2.75–2.60 млрд лет.

В возрастном интервале 3.0–2.8 млрд лет циркон маркирует следующие события: кристаллизацию из магмы первичных эндрбитов, ультрамета-

морфизм (включающий частичное плавление низких степеней) гранулитовой фации и регрессивный этап, протекавший в пограничных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Возраст популяции самого древнего магматического циркона составляет 3.0–2.8 млрд лет, что определяет возраст выплавления первичных энтербитов отрадненской серии. С учетом модельного возраста энтербитов, впервые получена оценка возраста отрадненской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уральского сегмента — 3.0 ± 0.1 млрд лет.

В интервале значений возраста 2.75–2.60 млрд лет по циркону фиксируется наиболее мощный эпизод гранулитового метаморфизма, широко проявленный во всем Волго-Уральском сегменте и, сменяющий его, регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Совокупность данных по региону (Бибикова и др., 1984, 1994, 2015; Bogdanova et al., 2010) и полученных результатов по циркону из образца слабозразнейсованных энтербитов Пр 143-1 отрадненской серии позволяет утверждать, что интервал 2.75–2.60 млрд лет отвечает максимально проявленному эпизоду гранулитового метаморфизма и соответствует времени стабилизации континентальной коры Камско-Вятской зоны и Средневожского блока Волго-Уральского сегмента.

При длительной истории формирования минеральные парагенезисы отображают, как правило, наиболее поздние изменения пород. Циркон, как устойчивый минерал, часто фиксирует наиболее древние высокотемпературные преобразования, и может быть инертен к наложенным процессам, отражая историю фрагментарно. Восстановление непрерывной последовательности этапов изменения пород возможно только при комплексном исследовании минеральных парагенезисов пород и циркона. Настоящее исследование показало, что реконструкция истории формирования и преобразования пород должно проводиться при изучении циркона в совокупности с петрографическими особенностями вмещающих его пород.

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении исследований и работе на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 С. И. Демидовой, а также за консультации и обсуждение результатов Ю. А. Костицыну, В. Б. Полякову и А. В. Сомсиковой, М. В. Луцкиной, научному редактору А. Б. Кузнецову.

Исследования выполнены по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В. (1989) Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н., Федотова А.А., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. (2008) Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона. *ДАН*. **419**(2), 219–223.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Попова Л.П. (2015) Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большемершанской серии и их Sm-Nd модельный возраст. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **23**(1), 1–24.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. (1984) Уран-свинцовый возраст черноки-тоидов Волго-Уральской области. *ДАН СССР*. **276**(4), 916–919.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П., Постников А.В., Макаров В.А., Кременецкий А.А. (1994) U–Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **2**(3), 3–7.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). *Труды ГИН АН СССР*. **408**.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. (2008) Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь. *Петрология*. **16**(6), 627–656.
- Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. (1992) под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. М.: Недра. 309 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. (2013) U–Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. *Геохимия*. (2), 171–179.
- Kostitsyn Y.A., Anosova M.O. (2013) U–Pb age of extrusive rocks in the Uxichan caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: Application of laser ablation in dating young zircons. *Geochem. Int.* **51**(2), 155–163.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. (1976) Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. *Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы*. М. Недра. **1**, 106–115.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов. *Труды ОИГГМ*. **817**. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН.
- Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орс В.И. (1989) Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вме-

- шающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия. *Петрология*. **20**(2), 115–135.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция: Перевод с англ., М.: Мир.
- Федотова А.А., Богданова С.В., Клаэссон С., Аносова М.О., Постников А.В., Фугзан М.М., Кириозова Т.И. (2019) Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма Елабужской зоны деформаций Волго-Уралии, Восточно-Европейский кратон. *ДАН*. **488**(3), 307–312.
- Bea F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*. **37**(3), 521–552.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. **119**, 457–466.
- Bogdanova S.V., (1993) The three-segment hypothesis of the East European Craton. *Terra Nova*. **5**, 313–314.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. (2016) EUROPE|East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Elsevier*, 34–49.
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust. *Am. J. Sci.* **310**, 1345–1383.
- Chauvel C., Garçon M., Bureau S., Besnault A., Jahn Bor-ming, Ding Zh. (2014) Constraints from loess on the Hf–Nd isotopic composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **388**, 48–58.
- Condie K.C. (2018) A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geoscience Frontiers*. **9**, 51–60.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 469–500.
- Ewing T., Rubatto D., Lemke K., Hermann J. (2023) Timescales and mechanisms of felsic lower continental crust formation: Insights from U Pb geochronology of detrital zircon (Malenco Unit, eastern Central Alps). *Lithos*. **456–457**, 107286.
- Harley S.L., Kelly NM, Möller A. (2007) Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. *Elements*. **3**, 25–30.
- Hawkesworth Chris J., Cawood P.A. and Dhuime B. (2020) The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics. *Frontiers in Earth Science*. **8**, 326, 1–23.
- Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A., Kemp A.I.S., Storey C.D. (2010) The generation and evolution of the continental crust. *J. Geol. Society*. **167**, 229–248.
- Hazen R., Ewing R., Sverjensky D. (2009) Evolution of uranium and thorium minerals. *American Mineralogist*. **94**, 1293–1311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geology*. **211**, 47–69.
- Kohn M. & Kelly N. (2018) Petrology and Geochronology of Metamorphic Zircon (in: Microstructural Geochronology: Planetary Records Down to Atom Scale. Eds.: Moser D., Corfu F., Darling J., Reddy S., Tait K.), 35–61. doi.org/10.1002/9781119227250.ch2
- Kunz B., Regis D., Engi M. (2018) Zircon ages in granulite facies rocks: decoupling from geochemistry above 850 °C? *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 26.
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ.* (4).
- Rubatto Daniela. (2017) Zircon: The Metamorphic Mineral. *Rev. Mineral. Geochem.* **83**(1), 261–296.
- Rubatto D., Williams I. and Buick I. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 458–468.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La-Jolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**(3–4), 279–281.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (2009) Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge University Press.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe. Proc. the 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 305.
- Whitehouse M.J. & Kamber B.S. (2005) Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, Southwest Greenland. *J. Petrol.* **46**, 291–318.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostand. Newsletters*. **19**, 1–23.
- Yakymchuk C., Kirkland C., Clark C. (2018) Th/U ratios in metamorphic zircon. *J. Metamorph. Geol.* **36**(6), 715–737.

THE ARCHEAN AGE OF GRANITE-GNEISS COMPLEXES FROM THE KAMA-VYATKA ZONE (THE VOLGA-URAL SEGMENT, EAST EUROPEAN CRATON)

© 2025 M. O. Anosova^{a, *}, O. V. Astrakhantsev^a, A. V. Postnikov^b, A. A. Fedotova^a, T. I. Kirnozova^a,
M. M. Fugzan^a, I. A. Sabirov^b

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Kosygin str., 19, Moscow, 119991 Russia*

^b*Gubkin Russian State University of Oil and Gas,
Leninsky Prospekt, 65, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: anosova@geokhi.ru

Received February 3, 2024

Revised July 7, 2024

Accepted August 23, 2024

The formation history of granulite complexes is fundamental to understanding the processes of early continental crust origins. The work presents the results of an isotope-geochronological study of rock samples from the main complexes of the Kama-Vyatka zone (the Volga-Ural segment, the East European craton) — enderbites of the Otradnensky series and quartz diorites of the Tanai plagiogranitoid massif. The Sm-Nd isotopic data were used to calculate model ages of quartz diorites of the Tanaysky plagiogranitoid massif and enderbites of the Otdnenskaya series — 3.2 and 3.0 Ga, respectively. The U—Pb isotope system of zircon was investigated by LA-ICP-MS. The zircon of quartz diorites indicated the Archean age of protolith formation of the plagiogranitoids of the Tanaysky Massif. This time interval — 3.04–2.98 Ga — includes the stage of the earliest granulite metamorphism immediately following the episode of magmatism. There are several generations of zircon grains from a sample of weakly gneissed enderbites of the Otradnensky series in the 3.0–2.8 Ga age interval, which record the following events: the formation of primary enderbites, locally manifested partial melting under granulite facies conditions and regressive stage of metamorphism in the transitional conditions of granulite to amphibolite facies. Considering to model age of enderbites, for the first time, an estimate of the age of the Otradnensky Group of the Kama-Vyatka zone of the Volga-Ural segment was obtained — 3.0 ± 0.1 Ga. In the 2.75–2.60 Ga age interval, zircon from a sample of weakly gneissed enderbites records the most significance episode of granulite metamorphism, widely manifested throughout the Volga-Ural segment and, replacing it, regressive metamorphism with the input of water-bearing fluid and temperature decreasing.

Keywords: Archean, Proterozoic, zircon, U—Pb isotope system, geochronology, Volga-Ural segment, enderbites, granulites, Sm-Nd, model age

ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МИАСКИТОВОГО МАССИВА: НОВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2025 г. Е. С. Сорокина^{а, *}, Е. В. Медведева^б, А. Б. Немов^б, М. А. Рассомахин^б,
Л. Н. Когарко^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН),
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^бЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ миг УрО РАН),
Ильменский заповедник, Миасс, 456317 Россия

*e-mail: esorokina@geokhi.ru

Поступила в редакцию 28.03.2024 г.

После доработки 07.08.2024 г.

Принята к публикации 15.08.2024 г.

Ильменогорский миаскитовый массив, расположенный на Южном Урале, остается во многом недоизученным с минералогической и геохимической точек зрения, а теории его образования до сих пор являются дискуссионными. В статье впервые приведены данные по минеральным ассоциациям разновидностей миаскитов, были исследованы минералы-концентраторы РЗЭ. Геохимические исследования показали, что наиболее перспективными на РЗЭ-минерализацию являются пироксен-амфиболовые миаскиты (содержание РЗЭ ~1500 мкг/г). Данные породы показывают отчетливые положительные Nb аномалии в совокупности с отрицательной Rb аномалией. Температуры распада твердого раствора полевых шпатов указывают на следующую последовательность их образования в разновидностях миаскитов (от более высокотемпературных к низкотемпературным разностям): пироксен-амфиболовые миаскиты → гранат-амфиболовые → амфиболовые миаскиты → биотитовые миаскиты.

Ключевые слова: Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, геохимия и минералогия РЗЭ, миаскиты, пироклор

DOI: 10.31857/S0016752525010035, EDN: GQAQUX

ВВЕДЕНИЕ

Ильменогорский миаскитовый массив (ИММ) расположен в южной части Ильмено-Вишневогорского комплекса (ИВК) Южного Урала. Массив сложен преимущественно особыми разновидностями нефелиновых сиенитов с коэффициентом апаитности <1, названных миаскитами, из-за локализации вблизи г. Миасс Челябинской области. Присутствие этих щелочных пород существенно влияет на минеральное разнообразие комплекса, в том числе связано с наличием РЗЭ минерализации на данной территории. Исследования последних лет (структурные, минералогические, и петрогеохимические, Медведева и др., 2013; Немов и др., 2017) показали отсутствие в миаскитах сохранившихся признаков родоначального магматического процесса, сложность истории формирования и отчетливое влияние метаморфических процессов. Несмотря на это, массив является во многом недоизу-

ченным с минералогической и геохимической точек зрения, а теории его образования остаются во многом дискуссионными. Так, существует несколько гипотез формирования нефелиновых сиенитов-миаскитов ИВК: анатектическая, под воздействием мантийных флюидов (Левин, 1974); рифтогенная магматическая (Kramm и др., 1983; Русин и др., 2006). Поэтому целью работы являлось определение генетических особенностей образования миаскитов посредством минералого-геохимических исследований, а также выявление потенциала на РЗЭ и редкометальную минерализацию.

В данной публикации были выделены разновидности нефелиновых сиенитов-миаскитов ИММ. Впервые получены прецизионные данные по химическому составу пород и минералов этих разновидностей миаскитов, обнаружены новые для ИММ минералы-концентраторы РЗЭ. Впервые была приведена последовательность образования разновидностей миаскитов.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Щелочные породы ИВК представлены двумя миаскитовыми массивами — Ильменогорским на юге (ИММ) и Вишневогорским на севере. Два массива соединены Центральной Щелочной Полосой (ЦЩП) интенсивно дислоцированных щелочных пород нефелин-сиенитового состава. Последние включают в себя тела карбонатитов, метасоматитов, а также будинированные тела метаморфических и магматических пород. ИММ каплевидной

формы размером 18×4.5 км (рис. 1). Массив гетерогенный по составу: на западе он сложен преимущественно амфиболовыми миаскитами, тогда как на востоке локализуются биотитовые миаскиты. Центральная часть ИММ представлена чередующимися пластообразными телами миаскитов и фенизитизированных пород. Внутри ИММ присутствуют тела $0.1-0.5 \times 0.5-10$ м пироксен-амфиболовых (“сандыиты” — преимущественно в западной части) и гранат-амфиболовых (“фирситы”) миаскитов, реже жилородные тела альбитовых миаскитов.

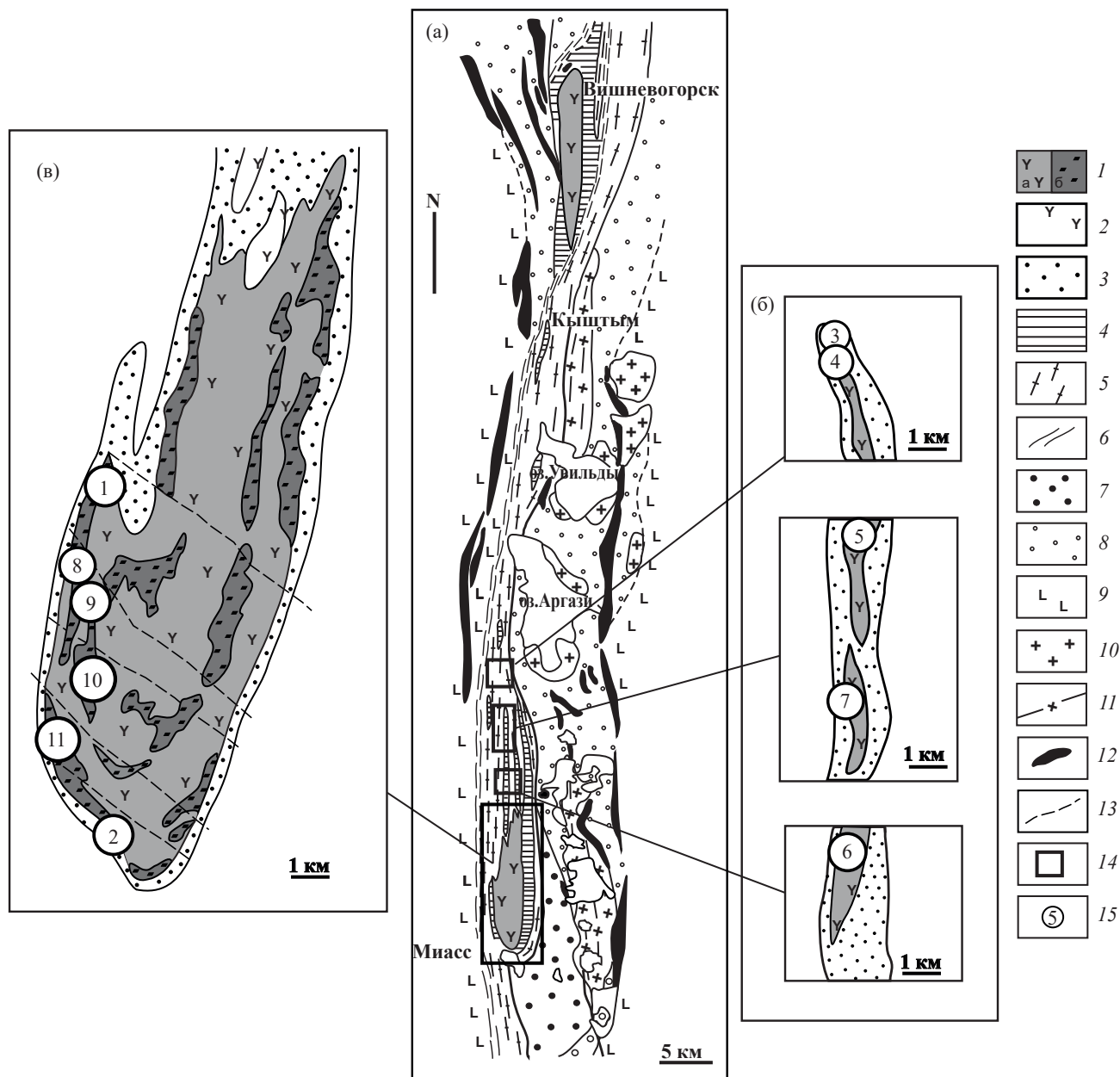


Рис. 1. Схема геологического строения: (а) ИВК; (б) ИММ; (в) ЦЩП. 1 — миаскиты (O_2): (а) биотитовые, (б) амфиболовые; 2 — сиениты (O_2); 3 — фениты; 4 — Селянкинская серия амфибол-гнейсово-плагиомигматитовая ($Ar-Pt_1$); 5 — сиенитовые и гранитные blastsмилониты ($P_2-T_1?$); 6 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 7 — еланчиковская толща плагиосланцев и мигматитов; 8 — метатерригенная Сайтовская серия; 9 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 10 — Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz_3); 11 — гнейсовидные граниты Кисегачского комплекса; 12 — метагипербазиты; 13 — тектонические разломы; 14 — исследуемые районы; 15 — точки опробования.

Границы между разновидностями пород постепенные, однако, иногда фиксируются резкие переходы между “сандыитами” или альбитовыми миаскитами и вмещающими их амфиболовыми миаскитами. Тела “сандыитов” и “фирситов” залегают согласно сланцеватости во вмещающих миаскитах. Тогда как альбитовые миаскиты расположены субсогласно с гнейсоватостью и, следовательно, простираением вмещающих пород (Левин и др., 1997).

Изотопно-геохимические исследования миаскитов указывают на два этапа их формирования. Первый этап 460–430 млн лет назад — это время образования или внедрения миаскит-карбонатитовой магмы (Rb-Sr датировки, Kramm et al., 1983). При этом полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(450 \text{ Ma})}$ и $\epsilon\text{Nd}_{(450 \text{ Ma})}$ свидетельствуют о мантийном источнике флюидов, участвовавших в образовании миаскитов ИММ (Недосекова, 2012; Sorokina et al., 2021). Второй этап 330–220 млн лет назад — коллизионные процессы, связанные с заложением регионального сдвига (Kramm et al., 1983; Недосекова, 2012; Краснобаев и др., 2016; Sorokina et al., 2021). Последний геологический этап привел к метаморфическим изменениям, затронувшим практически все породы ИММ (Левин, 1974), а также связан с образованием тел сиенитовых и миаскитовых пегматитов с РЗЭ-и редкометальной минерализацией (Sorokina et al., 2017).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

При проведении полевых работ авторами были отобраны образцы миаскитов из различных участков ИММ (28 проб). Химический состав пород был проанализирован в ЦКП ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН на спектрофотометре КФК-3-01 с использованием методических рекомендаций НСАМ № 138-X, № НСАМ 50-X, НСАМ № 172-С, НСАМ № 502-С, НСАМ № 118-X, НСАМ № 120-X, НСАМ № 197-X. Количественные показатели основных петрогенных элементов для СГД-2а, использованного в качестве стандартного образца для измерений, колебались в пределах погрешности от аттестованных значений для данного материала. Микро-примесные данные по пробам были получены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element-XR (Thermo Finnigan). Предварительно была проведена пробоподготовка образцов с помощью методики кислотного разложения (Бычкова и др., 2016). Три стандартных образца были использованы для контроля качества ICP-MS измерений — STM-2, BHVO-2, BCR-2. Погрешности измерения внутренних стандартов не превышали 15–20 % от их аттестованных значений по базе данных GeoRem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>). Химический состав минералов был исследован в Институте минералогии г. Миасс с помощью электронного микроскопа Vega-3 TESCAN с энерго-дисперсионным спектрометром OXFORD

instruments X-act. Параметры съемки: напряжение — 20 kV, ток — 500 pA, диаметр пучка — 5 мкм. Стандартные образцы были представлены эталонами природных и синтетических соединений MINM25-53, изготовленных в “ASTIMEX Scientific Limited” и “Microanalysis Consultants Ltd.”. Ошибка измерения большинства элементов в стандартных образцах не превышала 0.2 мас. % (до 0.3 мас. % для Fe, Nd, Ce, La, Nb, Pr, Sr и Zr).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минеральный состав и последовательность образования миаскитов

На территории ИММ было выделено 6 разновидностей нефелиновых сиенитов-миаскитов: пироксен-амфиболовые миаскиты — “сандыиты”, биотитовые миаскиты, гранат-амфиболовые миаскиты (“фирситы”), амфиболовые миаскиты, амфибол-биотитовые миаскиты и альбитовые миаскиты (плаггиомиаскиты).

Амфиболовые, биотитовые и амфибол-биотитовые миаскиты весьма схожи по набору минералов. В них содержится КПШ (до 45 об. %) и нефелин (до 30 об. %). Отличия между ними составляют вариации содержаний биотита (до 20–30 об. %) и амфибола (15–30 об. %) в биотитовых и амфиболовых миаскитах соответственно. Амфиболы в них представлены преимущественно тарамитом, реже гастингситом. Дополнительно в биотит-амфиболовых и биотитовых миаскитах был обнаружен альбит (до 15 об. %). Породы данных разновидностей в районе ЦЩП значительно милонитизированы и изменены более поздними процессами альбитизации, карбонатизации и цеолитизации (Левин и др., 1997). При этом важно отметить, что биотит маркирует плоскости милонитизации, а зерна плаггиоклаза ориентированы субсогласно полосчатости (Медведева и др., 2013). В районе ИММ милонитизированные разности встречаются значительно реже. Эти разновидности ИММ и ЦЩП схожи по минеральному составу с нефелиновыми сиенитами, обнаруженными в Восточных Гатах Индии (Bhattacharya, Kar, 2004).

В составе “сандыитов” доминируют пироксен (эгирин, до 50 об. %) и амфибол (тарамит, до 35 об. %), в сочетании с меньшими количествами КПШ (до 10 об. %), плаггиоклаза (до 5 об. %) и нефелина (до 5 об. %). Породы милонитизированы, в сегментах более интенсивно проявленной деформации отсутствует пироксен, но увеличивается количество биотита (Немов и др., 2017). “Сандыиты” ИММ похожи по набору минералов с пироксен-амфиболовыми щелочными породами Черниговского комплекса Украинского щита (Глевасский, Кривдик, 1981) и Британской Колумбии в Канаде (Pell, 1987).

“Фирситы” имеют постепенные переходы к амфиболовым миаскитам, незначительно отличаясь

от последних по структуре и минеральному составу. Так, помимо КППШ (30–40 об. %), плагиоклаза (до 30 об. %), нефелина (до 20 об. %) и амфибола (тарамит, иногда гастингсит до 10 об. %), в них присутствует гранатgrossуляр-андрадитового ряда (до 5 об. %).

Альбитовые миаскиты встречаются как в ЦЩП, так и в ИММ, часто в зоне эндоконтакта среди амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых миаскитов. Альбит в количестве 40–90 об. % представлен таблитчатыми зернами, который в милонитизированных разностях представлен порфирикластами (Левин, 1997). Последние окружены более мелкими фрагментами перекристаллизованных зерен альбита и ксеноморфными зернами однородного КППШ (до 8 об. %), нефелина (до 20 об. %) и биотита (до 5 об. %).

Матрицу всех разновидностей миаскитов составляют полевые шпаты, поэтому данные минералы были использованы для расчета температур распада твердого раствора (сольвус) данных минералов в этих породах. Так, температуры распада твердого раствора в парах КППШ-плагиоклаз (микроклин-пертит), рассчитанные по двуполевошпатовому термометру Putirka (2008), незначительно варьировали от давления (табл. 1). Полученные значения указывают на следующую последовательность образования микроклин-пертитовых пар в разновидностях миаскитов: “сандыиты” (540 °C) → “фирситы” (500 °C) → амфиболовые миаскиты (492 °C) → биотитовые миаскиты (465 °C).

К факторам, снижающим температуру в магматической системе, кроме щелочных элементов, можно отнести наличие H_2O , F и CO_2 (Marks, Markl, 2017), часто присутствующих в минералах-концентраторах РЗЭ миаскитов (см. ниже).

Минералы-концентраторы РЗЭ в разновидностях миаскитов

Разновидности миаскитов характеризуются, как правило, различным набором минералов-концентраторов РЗЭ. Так, для “сандыитов” и амфиболовых миаскитов характерна титанит-

алланитовая ассоциация. В последних могут дополнительно присутствовать монацит-(Ce) и анкилит. Тогда как в биотитовых миаскитах и “фирситах” была обнаружена пирохлоровая минерализация со вторичным ниобозинитом. При этом почти во всех разновидностях миаскитов присутствуют минералы группы апатита (описан ранее в работе Недосекова и др. 2010, табл. 2).

Титанит-алланитовая ассоциация. Титанит ассоциирует с амфиболом (тарамит), он содержит Al_2O_3 до 5.6 мас. % и F до 1.2 мас. % (табл. 3). Минерал часто зональный с переменным количеством FeO и Nb_2O_5 (до 1.1 мас. %). В титаните наблюдаются включения ильменита, рутила (количество Nb_2O_5 до 5.8 мас. %) и циркона.

Алланит-(Ce) ассоциирует с нефелином и характеризуется наличием в составе La_2O_3 (до 9.7 мас. %, табл. 3) и Ce_2O_3 (до 10.5 мас. %). Дополнительно в данном минерале из амфиболовых миаскитов были обнаружены до 1 мас. % Pr_2O_3 , Nd_2O_5 , ThO_2 . Алланит часто замещается бастнезитом ($Ce_2O_3 + La_2O_3$ до 50 мас. %, табл. 3). Дополнительно присутствует смесь силикатов и карбонатов РЗЭ (Ce_2O_3 до 40 мас. %, ThO_2 до 11 мас. %, Nd_2O_3 до 3 мас. %), трудно диагностируемая с помощью использованных методов исследования, включая минерал, в котором по соотношению REE:(Na+Ca) можно предположить ремондит. (содержит $Ce_2O_3 + La_2O_3$ до 40 мас. %, Na_2O — 8.1 мас. %, CaO — 6.6 мас. %, SrO — 5.1 мас. %).

Фтороапатит был обнаружен в сростании с биотитом и кальцитом. Минерал обогащен РЗЭ (табл. 3) и содержит La_2O_3 (до 0.9 мас. %), Ce_2O_3 (до 1.7 мас. %), Nd_2O_3 (0.4 мас. %) и SrO (1.7 мас. %).

Пирохлоровая ассоциация. Минералы группы пирохлора были обнаружены в калишпат-альбитовой матрице миаскитов. Присутствует 3 минерала — гидроксикальциопирохлор, оксикальциопирохлор и фторнатропирохлор (табл. 4). Последний был впервые обнаружен авторами на территории ИММ в корундовом миаскит-пегматите копи № 210 (Рассомахин и др., 2020). Пирохлор часто зональный по составу. При этом важно отметить, что гидрокси-

Таблица 1. Химический состав микроклин-пертитовых пар с температурами распада твердого раствора (сольвус) в разновидностях миаскитов

Порода	Минеральная пара	Оксид						Сумма	T, сольвус	P, GPa
		Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	BaO			
Сандыит	КППШ	5.6	19.2	65.3	8.2	н.п.о.	1.1	99.3	539	15
	Плагиоклаз	12.0	19.4	68.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	99.6		
Фирсит	КППШ	2.1	18.1	65.7	13.7	н.п.о.	н.п.о.	99.6	500	15
	Плагиоклаз	11.1	20.1	67.3	0.1	1.0	н.п.о.	99.6		
Амф. миаскит	КППШ	1.4	18.6	66.1	14.8	н.п.о.	н.п.о.	100.9	492	15
	Плагиоклаз	10.4	20.8	67.7	0.1	1.9	н.п.о.	101.1		
Биот. миаскит	КППШ	0.9	18.8	64.9	15.1	н.п.о.	н.п.о.	99.8	465	15
	Плагиоклаз	10.6	20.3	67.4	0.6	1.0	н.п.о.	99.9		

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

Таблица 2. Минералы-концентраторы РЗМ, обнаруженные в исследованных пробах

Порода	Пробы для ЕМРА	Апатит	Титанит	Алланит	Силикат REE	Бастнезит	Ремондит	Пироксид	Нибозинит	Монацит
Сандийит	АЛ6а-13	+	+	+	+					
Амфиболовый миаскит	Нм9-13		+	+		+	+			+
	Ал 1-13		+							
Биотитовый миаскит	Нм4-13	+						+	+	+
Фирсит	Ал6-13							+		
	Ф-85			+						

Примечания. Светло-серым цветом выделены породы с титанит-алланитовой минеральной ассоциацией, темно-серым цветом — с пироксидовой минеральной ассоциацией.

Таблица 3. Состав минералов-концентраторов РЗЭ с титанит-алланитовой ассоциацией минералов

Оксид	Титанит		Алланит-(Се)		Бастнезит-(Се)		Фторопатит	
	НМ9-13	АЛ6а-13	НМ9-13	АЛ6а-13	НМ9-13	НМ9-13	НМ4-13	АЛ6а-13
Al ₂ O ₃	5.6	5.0	17.4	17.9	3.7	4.3	н.п.о.	н.п.о.
SiO ₂	32.3	31.7	33.5	35.0	8.3	9.3	0.2	н.п.о.
CaO	29.6	28.3	12.4	5.8	4.2	4.7	51.8	52.4
TiO ₂	31.1	32.3	0.4	1.3	н.п.о.	0.8	н.п.о.	н.п.о.
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.8	0.9	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO	0.6	1.3	14.8	9.3	2.9	3.4	н.п.о.	0.7
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.7
La ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	9.7	5.9	23.4	25.3	0.9	0.5
Ce ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	10.3	5.8	23.5	23.4	1.7	0.7
Nb ₂ O ₅	0.8	0.3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	1.1	н.п.о.	0.4	н.п.о.
Pr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	1.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
ThO ₂	н.п.о.	н.п.о.	1.2	н.п.о.	2.1	2.2	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	1.0	1.0	1.4	1.6	40.2	40.4
F	1.2	1.1	н.п.о.	н.п.о.	1.6	1.4	2.5	2.9
Сумма	101.5	100.2	101.9	84.4	72.3	76.3	98.2	99.2

Пересчитано на:

	5 анионов		13 анионов		1 катион		13 анионов	
Al	0.215	0.193	2.131	2.304	0.115	0.112	0.000	0.000
Si	1.046	1.039	3.485	3.823	0.215	0.207	0.014	0.000
Ca	1.027	0.994	1.385	0.678	0.118	0.112	4.906	4.922
Ti	0.757	0.796	0.032	0.110	0.000	0.013	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.053	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.015	0.036	1.285	0.849	0.064	0.063	0.000	0.048
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080
La	0.000	0.000	0.371	0.237	0.225	0.208	0.028	0.017
Ce	0.000	0.000	0.392	0.232	0.224	0.191	0.056	0.023
Nb	0.012	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nd	0.000	0.000	0.044	0.000	0.019	0.017	0.014	0.000
Pr	0.000	0.000	0.024	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000
Th	0.000	0.000	0.023	0.024	0.009	0.008	0.000	0.000
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.010	2.998
F	0.120	0.110	0.000	0.000	0.133	0.101	0.707	0.790
ОНрасч	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.293	0.210

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

Таблица 4. Состав минералов-концентраторов РЗЭ с пироксоловой ассоциацией

Оксид	Гидро- ксияльцио- пироксоло		Оксикальцио- пироксоло			Фторна- тропи- рохлор	Ниобо- эшенит- (Ce)	Монацит-(Ce)	
	НМ4-13		АЛ6-13			НМ4-13	НМ4-13	НМ9-13	НМ9-13
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	6.1	6.2	6.1	6.8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
SiO ₂	0.6	0.8	0.3	0.3	0.5	0.6	0.6	0.6	0.2
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	29.6	30.4
CaO	15.2	8.2	19.0	18.6	18.5	11.3	1.8	0.5	н.п.о.
TiO ₂	5.3	8.5	7.3	7.3	7.3	8.3	20.2	н.п.о.	н.п.о.
MnO	0.4	1.4	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
FeO	3.2	1.4	0.2	н.п.о.	н.п.о.	0.3	0.5	н.п.о.	0.4
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.6	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Y ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nb ₂ O ₅	71.4	61.4	59.6	59.3	59.1	52.7	36.2	н.п.о.	н.п.о.
La ₂ O ₃	н.п.о.	2.0	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.7	6.3	28.5	28.3
Ce ₂ O ₃	1.9	7.6	0.7	0.6	0.7	9.2	21.2	32.0	33.5
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	4.2	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	3.2	7.0	3.0	4.5
Ta ₂ O ₅	1.0	1.5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.5			
Pr ₂ O ₃	н.п.о.	0.5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.9	2.2	1.6	1.8
ThO ₂	н.п.о.	н.п.о.	1.6	1.9	1.6	н.п.о.	н.п.о.	4.3	н.п.о.
UO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
F	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		1.7	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	98.9	97.4	98.3	97.8	97.1	99.7	95.9	100.0	99.0

Пересчитано на:

Катион (анион)	Nb + Ti + Ta + Fe = 2						Nb+Ti = 2	4 аниона	
Na	0.000	0.000	0.727	0.746	0.728	0.859	0.000	0.000	0.000
Si	0.030	0.042	0.020	0.021	0.032	0.036	0.035	0.023	0.007
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.982	1.004
Ca	0.830	0.492	1.248	1.235	1.233	0.791	0.119	0.019	0.000
Ti	0.205	0.358	0.335	0.341	0.341	0.411	0.963	0.000	0.000
Mn	0.013	0.051	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.138	0.065	0.010	0.000	0.000	0.017	0.028	0.000	0.014
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000
Nb	1.644	1.554	1.655	1.659	1.659	1.562	1.037	0.000	0.000
La	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.040	0.147	0.412	0.408
Ce	0.035	0.156	0.017	0.014	0.015	0.220	0.490	0.460	0.478
Nd	0.000	0.083	0.000	0.000	0.000	0.074	0.159	0.042	0.063
Ta	0.014	0.023	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000
Pr	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.021	0.050	0.022	0.025
Th	0.000	0.000	0.022	0.027	0.022	0.000	0.000	0.038	0.000
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.361	0.000	0.000	0.000

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

кальциопироксоло содержит наибольшее количество Nb₂O₅ (до 71.4 мас. %), тогда как фторнатропироксоло накапливает большее количество РЗЭ: Ce₂O₃ до 9.2 мас. %, Nd₂O₃ до 3.2 мас. %, La₂O₃, 0.9 мас. % Pr₂O₃. Содержание ThO₂ в минералах группы пироксоло достигает 2 мас. %, а также в их зернах часто

наблюдаются участки с постепенным увеличением количества SiO₂ до 12.3 мас. % с возможным образованием новой минеральной фазы, отвечающей составу комаровита (рис. 2, для точной диагностики минерального вида требуются дополнительные исследования).

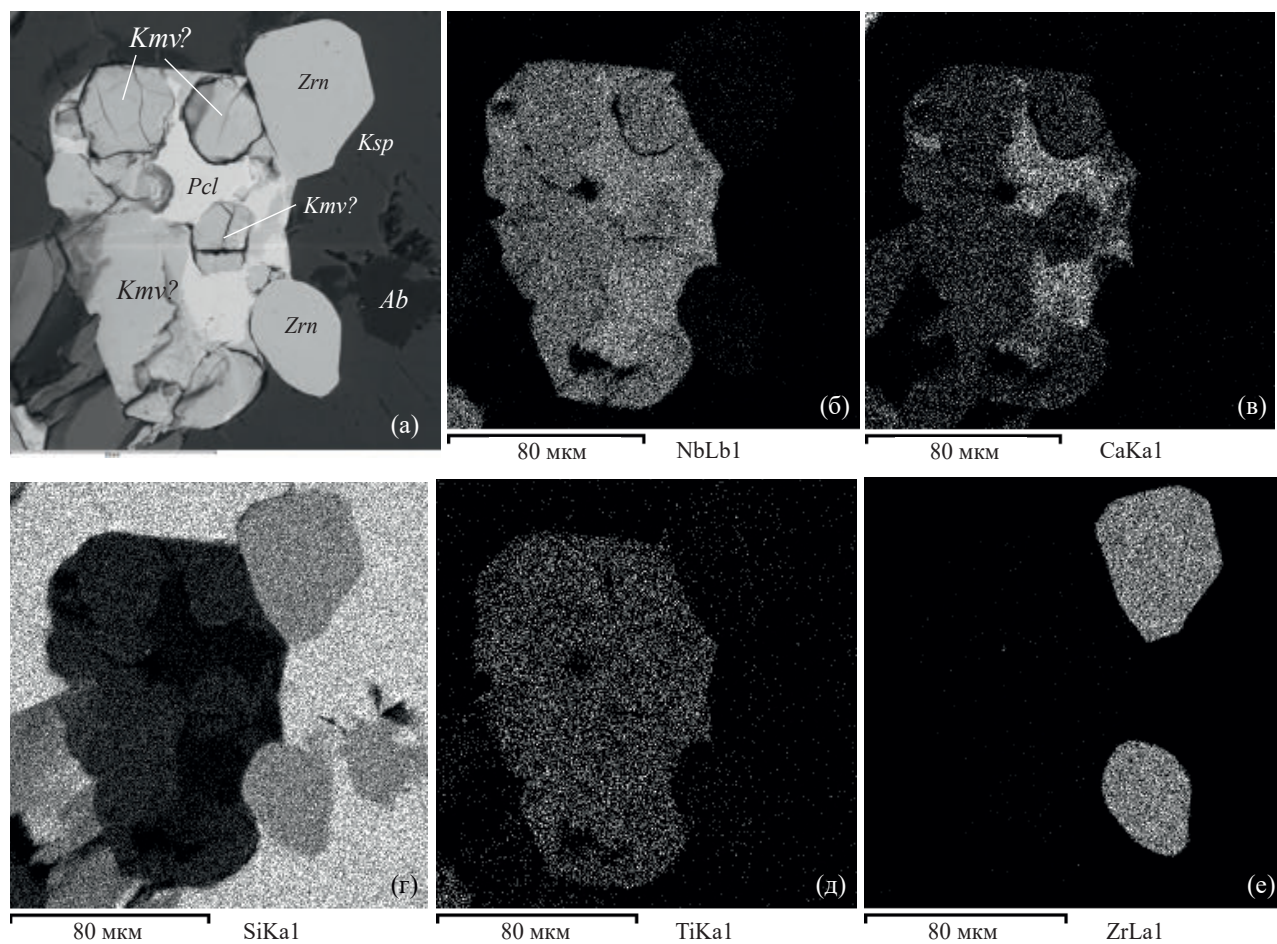


Рис. 2. Зерно пироклора (*Pcl*) в сростании с цирконом (*Zrn*), а также с включениями и сростками с кремний-обогащенным ниобиевым минералом, близким по составу к комаровиту (*Kmv?*): (а) — изображение в обратно-рассеянных электронах, (б)–(е) — карты содержаний Nb, Ca, Si, Ti и Zr. *Ab* — альбит, *Ksp* — калишпат.

Ниобозинит-(Ce) находится в ассоциации с альбитом исключительно в биотитовых миаскитах. Минерал содержит Nb₂O₅ до 36.2 мас. %, Ce₂O₃ до 21.2 мас. %, TiO₂ 20.2 мас. %, La₂O₃ до 6.3 мас. %, Nd₂O₃ до 7 мас. % и Pr₂O₃ до 2.2 мас. % (табл. 4). Его химическая формула, пересчитанная на 3 катиона следующая: (Ce_{0.49}Nd_{0.159}Ca_{0.119}La_{0.147}Pr_{0.05})_{0.965}(Nb_{1.037}Ti_{0.963}Fe_{0.028})_{2.028}(O,OH)₆.

Монацит-(Ce) был обнаружен в калишпат-биотитовой матрице миаскитов. В составе минерала присутствуют Ce₂O₃ до 33.5 мас. %, La₂O₃ до 28.5 мас. %, Nd₂O₃ до 4.5 мас. %, Pr₂O₃ до 1.8 мас. % и ThO₂ до 4.3 мас. % (табл. 4).

Таким образом, эволюция состава миаскитов с пироклоровой ассоциацией минералов выражена в постепенном накоплении Na, Si, Sr, Th и ЛРЗЭ. Этот факт обусловлен изменением состава минералов гр. пироклора (от оксикальциопироклора к натрофторпироклору) и, затем, их замещением минералом, близким по составу к комаровиту, на более поздних стадиях. Данный геохимический тренд характерен для минералов группы пироклора и из поздних ассоциаций протерозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского п-ва (Сорохина и др., 2019).

Геохимические особенности разновидностей миаскитов

Все исследованные пробы миаскитов характеризуется низким коэффициентом агапитности AI (0.6–0.7, табл. 5) и высоким индексом насыщенности алюминия ASI (1–1.5).

Среди разновидностей миаскитов *пироксен-амфиболовые разновидности* (“сандыиты”) являются наиболее перспективными на редкоземельную минерализацию: содержание РЗЭ в них достигает 1570 мкг/г, что приближается к среднему количеству РЗЭ в Ловозерском щелочном массиве (~2500 мкг/г, табл. 5). В отличие от других разновидностей, валовые РФА анализы “сандыитов” показали их обедненность Al₂O₃ (~18 мас. %) и SiO₂ (~44–47 мас. %) при обогащении TiO₂ (~3 мас. % — в 3 раза выше, чем среднее количество оксида в Ловозерском щелочном массиве, табл. 5), MgO (~2 мас. %), FeO (~9–10 мас. %) и CaO (~6–8 мас. %). Подобные особенности пород связаны с их минеральным составом, где преобладают эгирин и тарамит при более низких количествах ортоклаза-микроклина (см. выше).

“Сандыиты” характеризуются обогащением ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ на спектрах, норма-

Таблица 5. Химический состав исследованных проб разновидностей миаскистов

Оксид, мас. %	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	miask-1	АЛ7-13	НМ7-13	АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
	Амф. миаскит		Биотитовый миаскит					Сандыиты			Фирситы		
SiO ₂	55.3	56.6	55.1	56.0	54.7	55.1	58.7	46.6	43.6	—	—	56.4	53.5
TiO ₂	0.6	0.3	0.7	0.8	0.7	0.5	0.9	2.7	3.1	—	—	0.3	1.1
Al ₂ O ₃	22.9	22.0	21.7	22.8	23.2	22.7	22.8	17.6	18.1	—	—	22.7	17.4
Fe ₂ O ₃	1.1	2.1	1.2	0.6	0.5	0.7	2.3	5.0	5.8	—	—	2.0	—
CaO	1.7	1.5	2.3	0.9	1.5	1.2	0.6	5.7	8.2	—	—	1.6	1.2
FeO	1.7	1.9	2.2	2.1	2.2	2.2	—	5.7	4.2	—	—	1.6	5.44
MnO	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	0.7	—	—	0.3	0.34
MgO	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	2.4	1.9	—	—	0.2	1.0
Na ₂ O	7.6	7.0	8.0	6.9	7.6	7.4	9.0	6.7	9.0	—	—	7.4	10.9
K ₂ O	7.3	6.9	5.5	7.4	7.2	6.9	4.4	5.1	3.1	—	—	6.8	5.9
H ₂ O ⁻	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	—	н.п.о.	0.1	—	—	0.1	—
п.п.п.	0.9	0.5	2.6	1.6	1.4	2.1	0.6	1.1	1.4	—	—	0.6	—
P ₂ O ₅	0.1	н.п.о.	0.3	0.2	0.2	0.2	0.03	0.4	0.6	—	—	0.1	0.2
Сумма	99.6	99.55	100.3	99.8	99.5	99.6	100.4	99.9	99.8	—	—	99.9	—
Na ₂ O+ +K ₂ O	14.8	13.92	13.5	14.3	14.8	14.3	13.3	11.8	12.1	—	—	14.2	16.8
Al	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	—	—	0.6	1
ASI	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4	1.5	1.6	1.0	0.9	—	—	1.5	1
Элемент, мкг/г	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	miask-1	АЛ7-13	НМ7-13	АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
	Амф. миаскит		Биотитовый миаскит					Сандыиты			Фирситы		
Li	3.35	2.57	3.49	2.97	3.99	7.09	3.9	18.04	6.24	13.58	1.44	2.00	55
Sc	0.273	0.275	0.667	0.330	0.259	0.219	—	4.03	3.034	3.92	0.217	0.067	—
V	33.4	39.8	56.3	57.5	58.2	49.3	31	193	191	215	28.7	49.2	108
Cr	15.4	20.0	18.3	13.9	23.5	8.17	70	88.1	7.52	3.38	19.3	8.73	27.8
Co	1.17	1.48	2.09	1.71	1.45	1.19	1.7	9.33	7.70	10.4	1.30	1.11	—
Cu	8.30	11.41	14.5	24.5	13.5	7.90	13	16.7	7.14	14.1	16.4	8.76	11
Zn	130	62.7	48.1	49.3	41.6	267	8.6	445	325	349	139	74.8	210
Rb	67.5	69.4	31.0	42.3	29.8	66.6	38	114	77.9	86.3	70.7	82.7	230
Sr	194	264	1865	672	590	390	715	829	512	1594	1447	523	610
La	43.6	5.59	10.0	7.753	9.035	1.771	3.8	131	290	317	66.9	36.7	—
Ce	68.9	13.7	24.4	17.0	21.0	3.7	8.7	305	543	690	86.4	72.4	—
Pr	6.56	1.88	3.00	2.21	2.73	0.517	0.91	32.1	51.0	75.3	7.13	7.07	—
Nd	18.5	6.20	11.6	7.6	9.5	1.83	3	104	159	258	19.7	19.0	—
Sm	2.24	0.922	2.11	1.08	1.37	0.344	0.64	14.7	21.4	37.8	2.35	1.96	—

Таблица 5. Окончание

Элемент, мкг/г	НМ 9-13	АЛ1-13	НМ-1- 13	НМ3-13	НМ4-13	НМ-6- 13	Биотитовый миаскит		miask-1	АЛ7-13	Сандытиты		АЛ6а-13	Ф-85	АЛ-6-13	Лов- озеро
							Амф. миаскит				Фирситы					
Eu	0.653	0.289	1.36	0.485	0.510	0.196		0.57	4.38	5.77	11.6	0.986	0.528		—	
Gd	2.89	1.006	1.95	1.15	1.44	0.332		0.51	16.2	24.7	39.0	3.22	2.77		—	
Tb	0.346	0.161	0.273	0.158	0.203	0.049		0.079	2.04	2.87	4.92	0.348	0.281		—	
Dy	1.73	0.960	1.36	0.813	1.013	0.274		0.39	9.94	14.0	23.0	1.89	1.41		—	
Ho	0.326	0.225	0.239	0.157	0.185	0.060		0.085	1.70	2.28	3.67	0.315	0.250		—	
Er	1.06	0.923	0.713	0.493	0.580	0.173		0.26	5.35	7.47	11.2	1.03	0.966		—	
Tm	0.153	0.177	0.094	0.066	0.074	0.026		0.047	0.689	0.959	1.31	0.136	0.161		—	
Yb	0.875	1.45	0.571	0.402	0.455	0.101		0.32	4.38	6.24	7.87	0.777	1.34		—	
Lu	0.152	0.312	0.096	0.066	0.072	0.026		0.048	0.693	1.03	1.13	0.128	0.284		—	
Y	6.44	4.98	4.88	2.93	3.39	1.01		1.6	42.4	58.7	91.9	8.80	5.85		—	
Zr	93.6	60.3	7.82	13.1	7.83	18.1		81	483	544	477	45.1	66.0		3480	
Nb	123	937	201	117	114	147		726	444	496	435	73.8	220		696	
Mo	5.65	0.884	0.658	1.16	1.32	0.411		0.86	0.857	1.51	2.04	15.9	0.708		1.7	
Ba	152	21.4	3107	781	446	358		3037	983	230	3128	1306	39.7		700	
Hf	3.01	2.51	0.375	0.528	0.286	0.387		1.4	11.1	12.4	12.3	1.34	2.46		83	
Ta	5.41	7.05	7.90	5.43	5.22	5.35		23	15.3	20.3	30.7	3.15	3.84		60	
W	0.728	0.410	0.227	0.258	0.249	0.285		—	0.231	0.232	0.231	0.224	0.172		—	
Tl	0.312	0.191	0.096	0.161	0.148	0.404			0.159	0.146	0.092	0.151	0.225		—	
Pb	14.8	1.91	7.90	9.51	16.3	13.6		4.1	14.6	6.60	17.7	49.1	5.88		14.6	
Th	11.8	4.80	0.210	0.653	1.22	6.48		7.0	17.4	34.3	53.5	13.5	8.24		35	
U	1.41	0.662	1.79	0.447	1.10	4.19		6.9	1.83	2.63	2.12	2.66	0.690		16.1	
Ce/Pb	4.66	7.19	3.09	1.78	1.29	0.27		2.12	20.9	82.2	39.0	1.76	12.3		—	
Nb/U	87.7	1416	112	262	104	35.0		105.2	242	189	205	27.8	319		—	
La/Yb	49.8	3.85	17.6	19.3	19.8	17.6		11.88	29.9	46.5	40.2	86.1	27.4		—	
ΣREE	154	39	63	42	52	11		21	675	1188	1574	200	151		2500	

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

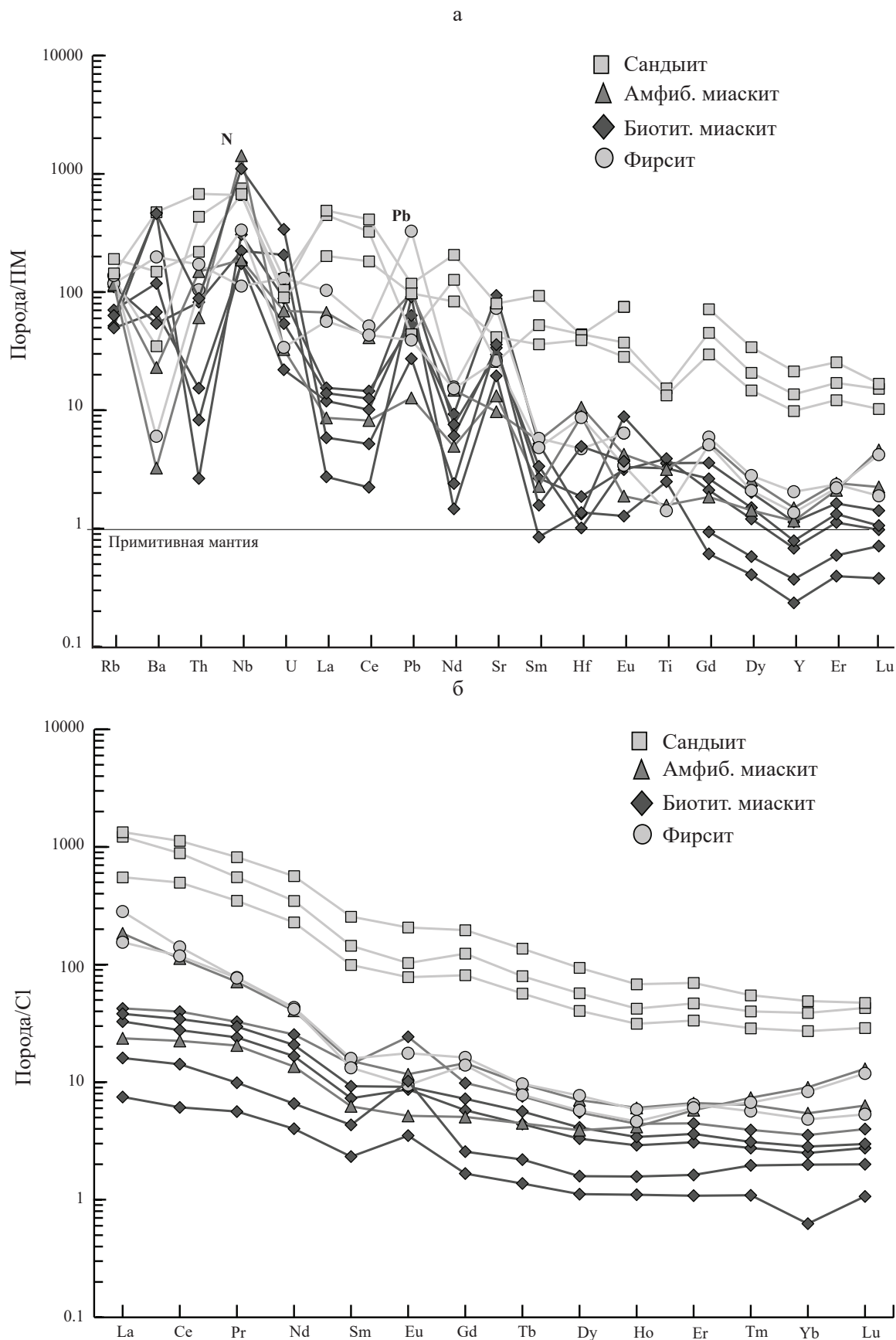


Рис. 3. Диаграммы распределения содержаний несовместимых элементов в миаскитах ИММ: (а) — нормализованные к примитивной мантии; (б) — нормализованные к хондриту CI.

лизированных к хондриту, Eu аномалия отсутствует (рис. 3). При этом на спектре показано обогащение данных пород РЗЭ по сравнению с другими разновидностями миаскитов. Данный факт обусловлен высокими коэффициентами распределения РЗЭ в равновесии алланит-щелочной расплав. “Сандыиты” обогащены несовместимыми элементами, показывают отчетливую положительную Nb аномалию и отрицательную Pb аномалию на спектрах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 3).

Остальные разновидности миаскитов (амфиболовые и биотитовые миаскиты, “фирситы”), по сравнению с “сандыитами”, характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 (~55–56 мас. %) и Al_2O_3 (~22–23 мас. % — выше, чем в Ловозерском щелочном массиве) в сочетании с более низкими значениями TiO_2 (~0.3–0.8 мас. %), MgO (~0.2–0.4 мас. %), FeO (~1.6–2.2 мас. %) и CaO (~0.6–2.3 мас. %). Сумма РЗЭ колеблется в пределах 10–200 мкг/г (наибольшее количество содержится в фирситах — 150–200 мкг/г). При этом, содержание других рудных элементов, таких как Sr, Ba, Nb и Pb, в отдельных пробах миаскитов выше, чем их среднее значение в Ловозерском массиве (см. табл. 5). Данные разновидности содержат меньшее количество несовместимых элементов (отрицательные Ba, Th, La, Ce, Nd аномалии) по сравнению с “сандыитами”. Однако демонстрируют выраженные положительные Nb и Pb аномалии. Положительная Pb аномалия, вероятно, связана с контаминацией данных разновидностей миаскитов породами земной коры (рис. 3). На спектрах, нормализованных к хондриту, эти разновидности, как и “сандыиты”, характеризуются обогащением ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ. Однако, в отличие от последних, в них часто присутствует положительная Eu аномалия (рис. 3), связанная, вероятно, с образованием плагиоклаза в магматическом расплаве. При этом биотитовые миаскиты как самые низкотемпературные разности содержат меньше РЗЭ по сравнению с другими разновидностями (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые были получены прецизионные данные по химическому составу всех разновидностей миаскитов. Так, среди разновидностей миаскитов, пироксен-амфиболовые разности — “сандыиты” — содержат наибольшее количество РЗЭ (до 1570 мкг/г) и, таким образом, являются наиболее перспективными породами на редкоземельную минерализацию в районе ИММ.

2. Химический состав “сандыитов” показывает их обедненность Al_2O_3 и SiO_2 при обогащении TiO_2 , MgO , FeO и CaO по сравнению с другими разновидностями миаскитов, это отражает их минеральный состав, сопоставимый с таковым у пироксен-амфиболовых пород Украинского щита и Британской Колумбии в Канаде.

3. “Сандыиты” демонстрируют отчетливую положительную Nb аномалию и отрицательную Pb аномалию на спектрах, нормализованных к примитивной мантии. Амфиболовые и биотитовые миаскиты, а также “фирситы” имеют положительные Nb и Pb аномалии. Положительная Pb аномалия, вероятно, обусловлена контаминацией данных разновидностей миаскитов породами земной коры.

4. Установлено, что разновидности миаскитов имеют характерные ассоциации минералов-концентраторов РЗЭ. Так, для “сандыитов” и амфиболовых миаскитов характерна титанит-алланитовая ассоциация. Тогда как в биотитовых миаскитах и “фирситах” была обнаружена пироксеновая минерализация.

5. Температуры образования полевых шпатов, слагающих матрицу миаскитов, указывают на следующую последовательность их образования (от более высокотемпературных к низкотемпературным разностям): “сандыиты” → “фирситы” → амфиболовые миаскиты → биотитовые миаскиты.

Авторы признательны коллегам из ГЕОХИ РАН за помощь в пробоподготовке и анализе вещества — к.г.-м.н. М. О. Аносовой, Д. А. Банару и С. Ю. Лапшину. Также авторы благодарят чл.-корр. РАН И. В. Пекова, к.г.-м.н. В. А. Муфтахова, научного редактора д.г.-м.н. О. А. Луканина и члена редакционной коллегии журнала “Геохимия” к.г.-м.н. Н. В. Сорохтину за ценные комментарии к более ранней версии рукописи.

Работа выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), гранта Минобрнауки и ЮУФНЦ МиГ УрО РАН (№ 122040600006-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. (2016) Методические особенности микроэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. *Вестник Московского университета*. 4(6), 56–63.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. (1981) Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова Думка, 228 с.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*. (9), 797–813.
- Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of miaskites from

- the Ilmeny Mountains, South Urals. *Geochem. Int.* **54**(9), 765–780.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор на Урале. М.: Наука, 223 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 244 с.
- Медведева Е.В., Котляров В.А., Немов А.Б. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Южный урал). *Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН.* **11**(227), 7–10.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные. *Литосфера.* (5), 77–95.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология рудных месторождений.* **51**(2), 157–181.
- Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я. (2011). Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман). *Труды ИГГ УрО РАН.* **158**, 122–130.
- Немов А.Б., Медведева Е.В., Котляров В.А. (2017) Сандыиты и породы монцонитового состава Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Литосфера.* **17**(3), 87–101.
- Рассомахин М.А., Касаткин А.В. (2020) Дополнения к кадастру минералов Ильменских гор. *Минералогия.* **6**(2), 18–26.
- Рассомахин М.А., Сорокина Е.С., Сомсикова А.В. (2020) Минералого-геохимические особенности корундового миаскит-пегматита копи № 210 (Ильменские горы, Южный Урал): предварительные результаты. *Минералогия.* **6**(2), 38–54.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006а) Геология Ильменских гор. *Труды конференции “Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы”.* Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3–19.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. (2006б) Щелочно-ультра-основная ассоциация Ильменских-Вишневых гор. *Труды конференции “Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород”.* Миасс: УрО РАН, 222–227.
- Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Лепехина Е.В., Кононкова Н.Н. (2019) Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пироклора и возраст формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН.* **16**, 559–564.
- Герасимовский В.И. Химический состав пород массива. В кн.: Геохимия Ловозерского щелочного массива, ред. Герасимовский, Волков, Когарко и др. М.: Наука, 1966.
- Bhattacharya S., Kar R. (2004) Alkaline intrusion in a granulite ensemble in the Eastern Ghats belt, India: Shear zone pathway and a pull- apart structure. *J. Earth Syst. Sci.* **113**(1), 37–48.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature.* **385**(6613), 219–229.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.* **91**, 427–435.
- Marks M.A.W., Markl G. (2017) A global review on agpaitic rocks. *Earth Sci. Rev.* **173**, 229–258.
- Pell J. (1987) Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources Open File Report 88. 136 p.
- Putirka K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (Eds. Putirka K., Tepley F. (Eds.). *Mineralogical Society of America.* **69**, 61–120.
- Sorokina E.S., Botcharnikov R., Kostitsyn Yu.A., Rösel D., Häger T., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Somsikova A.V., Berndt J., Ludwig T., Medvedeva E.V. Hofmeister W. (2021) Sapphire-bearing magmatic rocks trace the boundary between paleocontinents: a case study of Ilmenogorsky alkaline complex, Uralian collision zone of Russia. *Gondwana Res.* **92**, 239–252.

DIFFERENTIATION FEATURES OF ALKALINE ROCKS IN ILMEN MIASKITE MASSIF: NEW MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL DATA

© 2025 E. S. Sorokina^{a, *}, E. V. Medvedeva^b, A. B. Nemov^b, M. A. Rassomakhin^b, L. N. Kogarko^a

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical chemistry Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS),
Kosygin str., 19, Moscow, 119991 Russia*

^b*South Urals Research Center of Mineralogy and Geocology, Urals Br. Russian Academy of Sciences
(SU FRC MG UB RAS), Miass, 456317 Russia*

**e-mail: esorokina@geokhi.ru*

Received Mart 28, 2024

Revised August 7, 2024

Accepted August 15, 2024

The Ilmen miaskite massif located in the Southern Urals remains largely understudied from mineralogical and geochemical standpoints, while the theories of its formation are still debatable. The article presents new data on mineral associations of miaskite varieties and REE-rich minerals. Microchemical studies determined pyroxene-amphibole miaskites as the most promising variety on REE mineralization (REE content at ca.1500 µg/g). These rocks showed distinct positive Nb anomalies combined with a negative Pb anomaly. The temperatures of feldspar exsolution indicate their following formation sequence within miaskite varieties (from higher temperature to lower temperature ones): pyroxene-amphibole miaskite → garnet-amphibole miaskite → amphibole miaskite → biotite miaskite.

Keywords: Ilmen-Vyshnevogorsk alkaline complex, geochemistry and mineralogy of REE, pyrochlore

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СПОКОЙНИНСКОГО УЗЛА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

© 2025 г. В. Н. Кардашевская^а, *, Л. А. Кондратьева^а, **, Е. О. Шапаренко^б, Г. С. Анисимова^а

^а Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
пр. Ленина, 39, Якутск, 677980 Россия

^б Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,
пр. Академ. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: kardashevskaya92@mail.ru

**e-mail: lkon12@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.05.2024 г.

После доработки 06.08.2024 г.

Принята к публикации 03.09.2024 г.

В статье приведены первые результаты изучения индивидуальных флюидных включений в кварце трех типов руд (полисульфидных, золото-серебро-теллуридных и золото-висмутовых) Спокойнинского узла, с которыми связано развитие золоторудной минерализации. Выявлены некоторые различия в физико-химических параметрах и составе флюидов для трех типов руд. Установлено, что полисульфидные руды Спокойнинского рудного узла имеют относительно низкую начальную температуру (180–350 °С), более высокую плотность CO₂ (0.27–0.71 г/см³) и более высокое давление флюида (0.7–1 кбар), по сравнению с флюидами, формировавшими золото-серебро-теллуридные руды (температура 200–260 °С, плотность CO₂ 0.28–0.56 г/см³, давление 0.7 кбар). Солевой фон флюидов полисульфидных руд определяют хлориды натрия и магния, а минералообразующие флюиды золото-серебро-теллуридных руд, характеризуются более простым водно-солевым содержащим хлориды Na. Флюиды, формировавшие полисульфидные руды, характеризуются водно-углекислотно-азотным составом при сопоставлении с золото-серебро-теллуридными рудами, которые имеют преимущественно водно-углекислотный. Золото-висмутовые руды Майского рудного поля сформировались из рудообразующих флюидов водно-углекислотного состава, с концентрацией солей 4.0–6.4 мас. %-экв. NaCl, плотностью CO₂ 0.56–0.61 г/см³, при температуре 280–335 °С и давлении 0.7 кбар. Полученные данные позволяют сделать вывод о сходстве рудообразующего флюида Спокойнинского рудного узла с флюидами орогенных месторождений золота.

Ключевые слова: кварц, золото, флюидные включения, рамановская спектроскопия, Алданский щит

DOI: 10.31857/S0016752525010047, EDN: GPYPZT

ВВЕДЕНИЕ

Алданский щит расположен в южной окраине Сибирской платформы и является одним из крупнейших регионов РФ, где сосредоточены месторождения золота, урана, ЭПГ, железа и молибдена (Парфенов, Кузьмин, 2001). На территории Алданского щита обнаружены и разрабатываются крупные золоторудные месторождения различных геолого-генетических типов, связанных с мезозойским щелочным и субщелочным магматизмом: золоторудные карстовые (Куранахское), золото-сульфидные (Лебединое), золото-медно-порфировые (Рябиновое), золото-урановые (Эльконское) и т. д. (Мигута, 2001; Ветлужских и др., 2002; Кочетков, 2006; Бой-

цов и др., 2010; Хомич, Борискина, 2010; Дворник, 2012; Rodionov et al., 2014; Добровольская и др., 2016; Молчанов и др., 2017). В пределах щита выделяют Чара-Алданскую металлогеническую зону, где с запада на восток расположены перспективные золоторудные районы (Верхнеамгинский, Эвотинский, Тыркандинский и т. д.), ассоциирующие с проявлением мезозойского щелочного магматизма (Прокопьев и др., 2018; Prokopyev et al., 2019; Ivanov et al., 2022). В ранних публикациях обоснована гипотеза, что мезозойские золоторудные месторождения Алданского щита формировались в связи с магматическими процессами в пределах тыловой зоны юрско-раннемеловой активной окраины Сибирского кратона (Парфенов, Кузьмин, 2001). По мнению

некоторых исследователей, формирование мезозойского магматизма на территории Сибирского кратона связано с влиянием подлитосферного “горячего поля мантии” в виде интенсивного рифтогенеза и внутриплитной плутоновулканической деятельности, сопряженных с формированием эпиконтинентальных впадин и грабенных (Ярмолюк и др., 2000). В последних работах проявление мезозойской тектоно-магматической активизации ассоциируют с дегидратацией субдущирующей океанической плиты и последующего апвеллинга астеносферного вещества, что вызвало деформации в литосфере и проявление плюмов, которые отвечают за транспортировку полезных компонентов (Au, Pt, Pd, U) (Khomich et al., 2015).

Объектом наших исследований является Спокойнинский рудный узел, локализованный в Тыркандинской зоне тектонического меланжа Алданского щита и входящий в состав одноименного рудного района. Руды узла представлены тремя минеральными типами: прожилково-вкрапленным полисульфидным, золото-висмутовым и золото-серебротеллуридным (Kondratieva et al., 2023). В последнее время в пределах Тыркандинской зоны тектонического меланжа, были выявлены перспективные золоторудные узлы (Алгоминский, Алтан-Чайдахский и др.) (Анисимова, Соколов, 2015; Анисимова и др., 2017). В недавно опубликованной работе месторождение Бодороно, расположенное в Алгоминском узле, по ряду признаков было отнесено к орогенным месторождениям золота в докембрийских комплексах (Кардашевская и др., 2024). Надо отметить, что многие черты геологического строения и минерального состава руд вышеприведенного объекта близки к Спокойнинскому рудному узлу. Так, основными минералами являются кварц, пирит и халькопирит, присутствие минералов висмута и теллуридов, структурный контроль рудных тел и наличие крупных протяженных жильных зон. В настоящее время, проблема происхождения золоторудных месторождений в докембрийских метаморфических комплексах актуальна и подробно обсуждается в ряде работ (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Goldfarb, Groves, 2015). В экономическом плане данные месторождения обладают значительным металлогеническим потенциалом в мире. Среди них известны крупные эталонные объекты: Ред Лейк (Канада), Колар (Индия), Калгурли (Австралия), Мору-Велью (Бразилия), Саншандао и Ксинчен (Китай) (Сафонов и др., 2007; Li et al., 2015).

Для интерпретации условий образования руд и определения генетического типа объектов большое значение имеет изучение флюидных включений в минералах (Реддер, 1987). Тем не менее, опубликованные данные о детальном изучении состава рудообразующих растворов и выявления условий и механизмов формирования золотого оруденения на Спокойнинском рудном узле отсутствуют. Цель

нашего исследования заключалась в установлении физико-химических параметров рудообразующих флюидов по данным изучения флюидных включений в кварце Спокойнинского узла, способствовавших транспортировке и отложению Au в рудах.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО УЗЛА

В тектоническом отношении Спокойнинский рудный узел расположен в северной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа (рис. 1), который отделяет Восточно-Алданский супертеррейн от Центрально-Алданского на западе и от Тындинского террейна на юге и находится в зоне влияния одноименного глубинного разлома (Парфенов, Кузьмин, 2001). Рудный узел сложен докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, которые мигматизированы и вмещают согласные и секущие тела основного, среднего и кислого состава (Соколов и др., 2022). Площадь локализована в зоне регионального Тыркандинского разлома север-северо-западного направления. Во время мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) на Тыркандинский разлом были наложены северо-восточные швы протяженных разломов Суннагинской системы, являющиеся отражением Северо-Станового разлома. Интрузивные образования узла представлены многочисленными дайками и мелкими штоками, среднего и кислого состава. Интрузивные образования сопровождаются гидротермальными изменениями в виде ороговикования, хлоритизации, эпидотизации, серицитизации и окварцевания вмещающего субстрата.

На площади узла известны рудные поля Спокойное и Майское. Спокойное рудное поле расположено в северной части узла, а Майское — на юге (рис. 2).

Спокойное рудное поле сложено докембрийскими гнейсами кюриканской свиты и размещено в Майской синклинали структуре, где отмечается слабая гранитизация гнейсов (Соколов и др., 2022). Вмещающие породы прорваны докембрийскими гранитоидами и штокообразными, залежными телами с раздувами и дайками основного, среднего и кислого состава, приуроченными к осевым частям складок. Разрывные нарушения представлены сдвигами и сбросами, и взбросами северо-западного направления и сбросами, и взбросами северо-восточного простирания, относящиеся к Тыркандинскому и Суннагинскому разломам. Гидротермальные изменения пород проявляются в виде березитизации и развиваются по гнейсам. Они сложены серицитизированной, карбонатизированной кварц-полевошпатовой породой с вкрапленной сульфидной минерализацией и хлоритом. Рудные тела представлены кварц-сульфидными прожилками и линзами в березитизированных породах и образуют пологозалегающие (10–40°) линзо-лентообразные залежи в зонах рас-

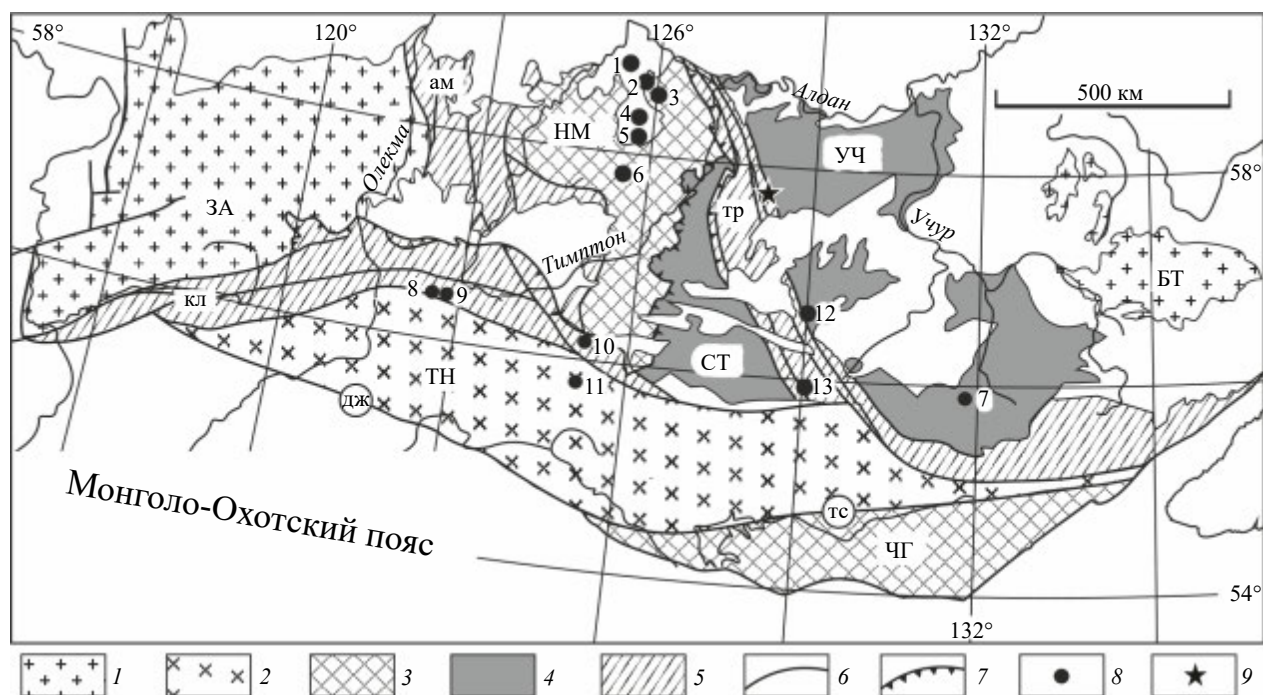


Рис. 1. Положение Спокойнинского рудного узла в региональных структурах Алдано-Станового щита. Карта террейнов Алдано-Станового щита * (по Смелову и др., 2001) с дополнениями. Восточно-Алданский супертеррейн — Батомгский (БТ), Учурский (УЧ) террейны; Центально-Алданский супертеррейн — Нимнырский (НМ), Сутамский (СТ) террейны. Террейны: 1 — гранит-зеленокаменные (ЗА — Западно-Алданский, БТ — Батомгский); 2 — тоналит-трондьемит-гнейсовые (ТН — Тыдинский); 3 — гранулит-ортогнейсовые (НМ — Нимнырский, ЧГ — Чогарский); 4 — гранулит-парагнейсовые (СТ — Сутамский, УЧ — Учурский); 5 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, кл — Каларская, тр — Тыркандинская); 6 — разломы (дж — Желтулакский, тс — Таксакандинский); 7 — надвиги; 8 — месторождения и рудопроявления (1 — Куранахское, 2 — Рябиновое, 3 — Эльконская группа, 4 — Лебединское, 5 — Самолазовское, 6 — им. П. Пинигина, 7 — Колчеданный Утес; 8 — Ледяное; 9 — Скалистое; 10 — Бамское; 11 — Одолго; 12 — Алтан-Чайдах; 13 — Алгоминский); 9 — положение Спокойнинского рудного узла.

сланцевания широтного и субширотного простирания с падением на север. Мощность этих залежей составляет от 0.1 до 2.5 м. Прожилки и залежи выполнены кварцем — белым, сероватым, реже медово-желтым, иногда прозрачным, скрыто-, мелкокристаллическим, мелкодрозовидным и брекчиевидным, в тонких прожилках халцедоновидным.

В геологическом строении **Майского рудного поля** участвуют докембрийские метаморфические породы кюриканской свиты, смятые в складки северо-западного простирания (35–85°) и характеризуется более высокой степенью гранитизации (Соколов и др., 2022). Интрузивные образования проявлены в виде даек основного и среднего состава, которые выполняют разрывы северо-западного и северо-восточного простирания, имеют крутое и пологое падение. Разрывные нарушения относятся к системе Тыркандинского и Суннагинского разломов и представлены взбросо-надвигами широтного и субширотного простирания. Рудные тела представлены зонами дробления и расланцевания пологого и крутопадающего залегания (10–20°) в березитах и кварц-сульфидными прожилками, контролируемыми срывами северо-восточного и северо-западного направления, взбросами и сдвиго-взбросами. Мощность залежей составляет

2–10 м. В целом, рудные тела имеют сходство с вышеописанными метасоматитами Спокойного рудного поля.

На территории Спокойнинского узла золотое оруденение представлено прожилково-вкрапленным типом золото-кварцевой малосульфидной формации и четко делится на три типа: 1) полисульфидный (пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит), 2) золото-висмутовый (висмутин, теллуrowисмутит, бурсаит, купробисмутит, матильдит, бисмоклит и смирнит) и 3) золото-серебро-теллуридный (креннерит, сильванит, петцит, гессит, кервеллеит, полибазит, акантит, ютенбогаардит) (Kondratieva et al., 2023). Полисульфидный минеральный тип распространен на площади рудного узла повсеместно. Золото-висмутовая и золото-серебро-теллуридная минерализация, развитая в рудах Майского рудного поля отличается разнообразием, в то время как на Спокойном рудном поле отмечается в основном в виде реликтовых включений в самородном золоте (матильдит, гессит, кервеллеит) и гипергенных минералов (акантит, ютенбогаардит и бисмоклит).

Кварц Спокойнинского рудного узла характеризуется широким диапазоном кристалличности

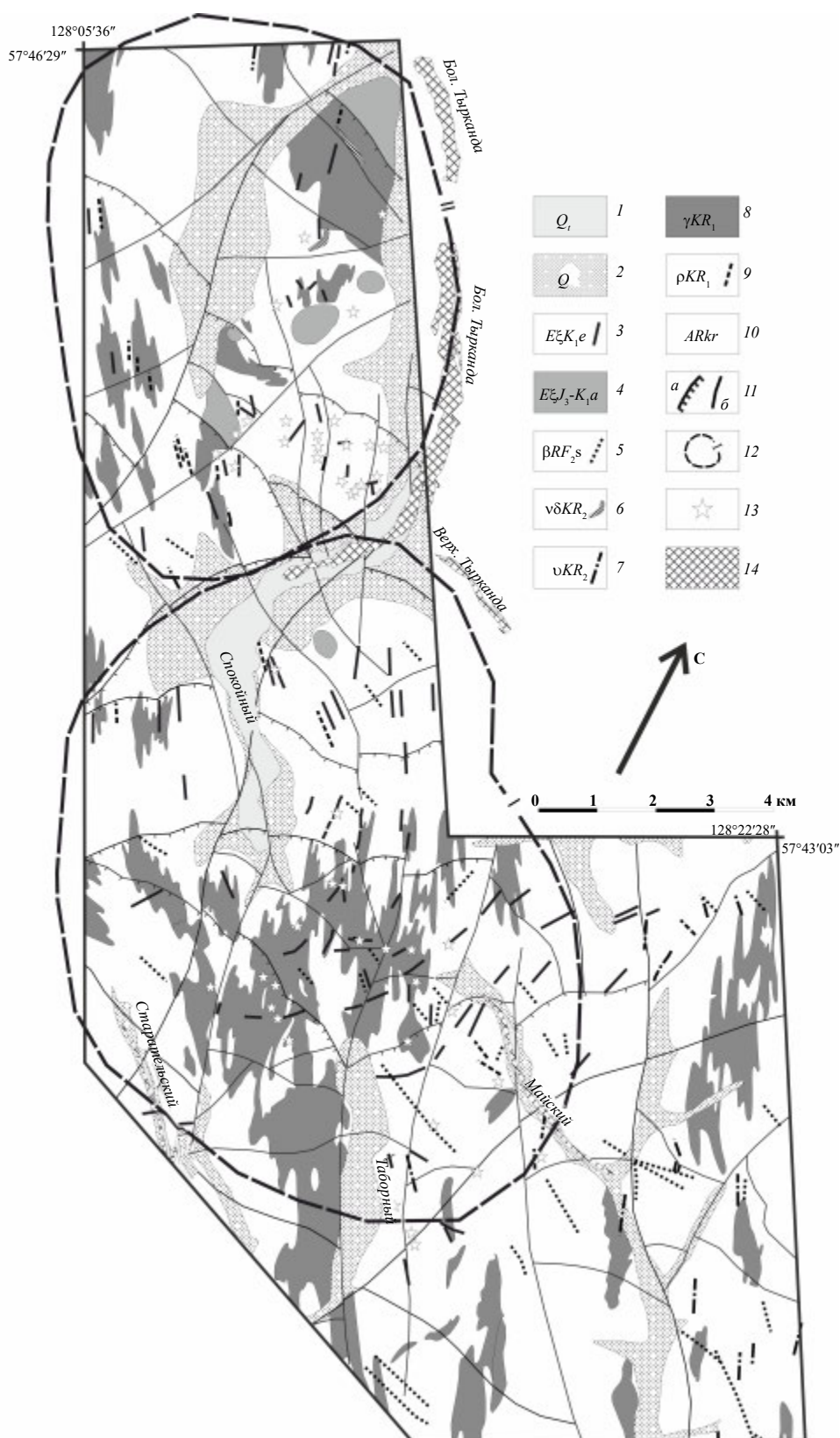


Рис. 2. Геологическая карта Спокойнинского рудного узла (по Соколову и др., 2022) с незначительными упрощениями. 1 — современные техногенные отложения; 2 — четвертичные отложения; 3 — дайки щелочно-земельных сиенитов, и сиенит-порфиров; 4 — штоки щелочно-земельных сиенитов и сиенит-порфиров; 5 — дайки долеритов; 6 — неправильно-согласные тела габбро-диорит-амфиболов; 7 — силлы и дайки ультрабазитов; 8 — раннепротерозойские граниты; 9 — дайки пегматитов; 10 — гнейсы и кристаллические сланцы; 11 — разломы: а) взбросо-надвиگی, б) сдвиги рудоконтролирующие; 12 — рудные поля: I — Спокойное, II — Майское; 13 — рудопроявления; 14 — россыпи.

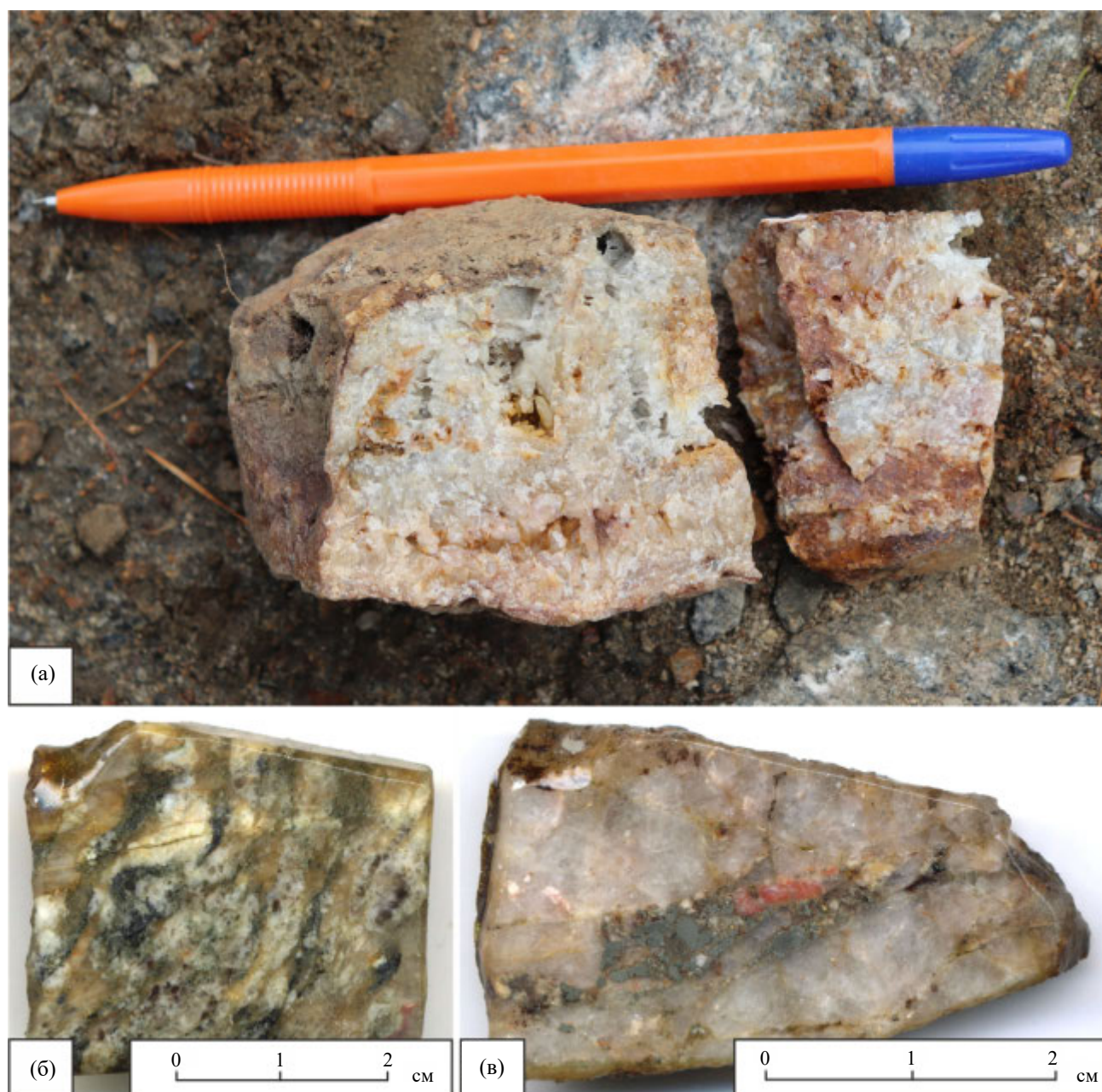


Рис. 3. Разновидности кварца Спокойнинского рудного узла. Спокойное рудное поле: (а) — мелкодрузовидный, (б) — брекчиевидный. Майское рудное поле: (в) — массивный.

от мелко- до крупнозернистого и представлен четырьмя разновидностями. Кварц-1 белый, полупрозрачный, крупно-, среднезернистый, мелкодрузовидный, идиоморфный, зональный, часто замутнен флюидными включениями. С кварцем-1 связан полисульфидный тип оруденения. Кварц-2 серый, прозрачный, средне- мелкозернистый, катаклазированный, неправильной формы с волнистым погасанием, с ним связан золото-серебро-теллуридный тип минерализации. Кварц-3 медово-желтый, крупнозернистый, гипидиоморфный, полупрозрачный. С кварцем-3 связан золото-висмутовый тип оруденения. Кварц-4 крипто- мелкозернистый, гранулированный, цементирует агрегаты кварца 1 и 2 разновидности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами было проведено изучение флюидных включений в кварце из жил двух рудных полей методами оптической микроскопии, криометрии, термометрии и рамановской спектроскопии.

Микротермометрические исследования включений проводились в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam, установленной на оптическом микроскопе Olympus BX51 с набором длиннофокусных объективов. Исследования проводились в диапазоне температур от -196 до $+600$ °C, точность измерения составляла $0.1-0.3$ °C в интервале температур от $+60$ до -60 °C и $1-5$ °C за пре-

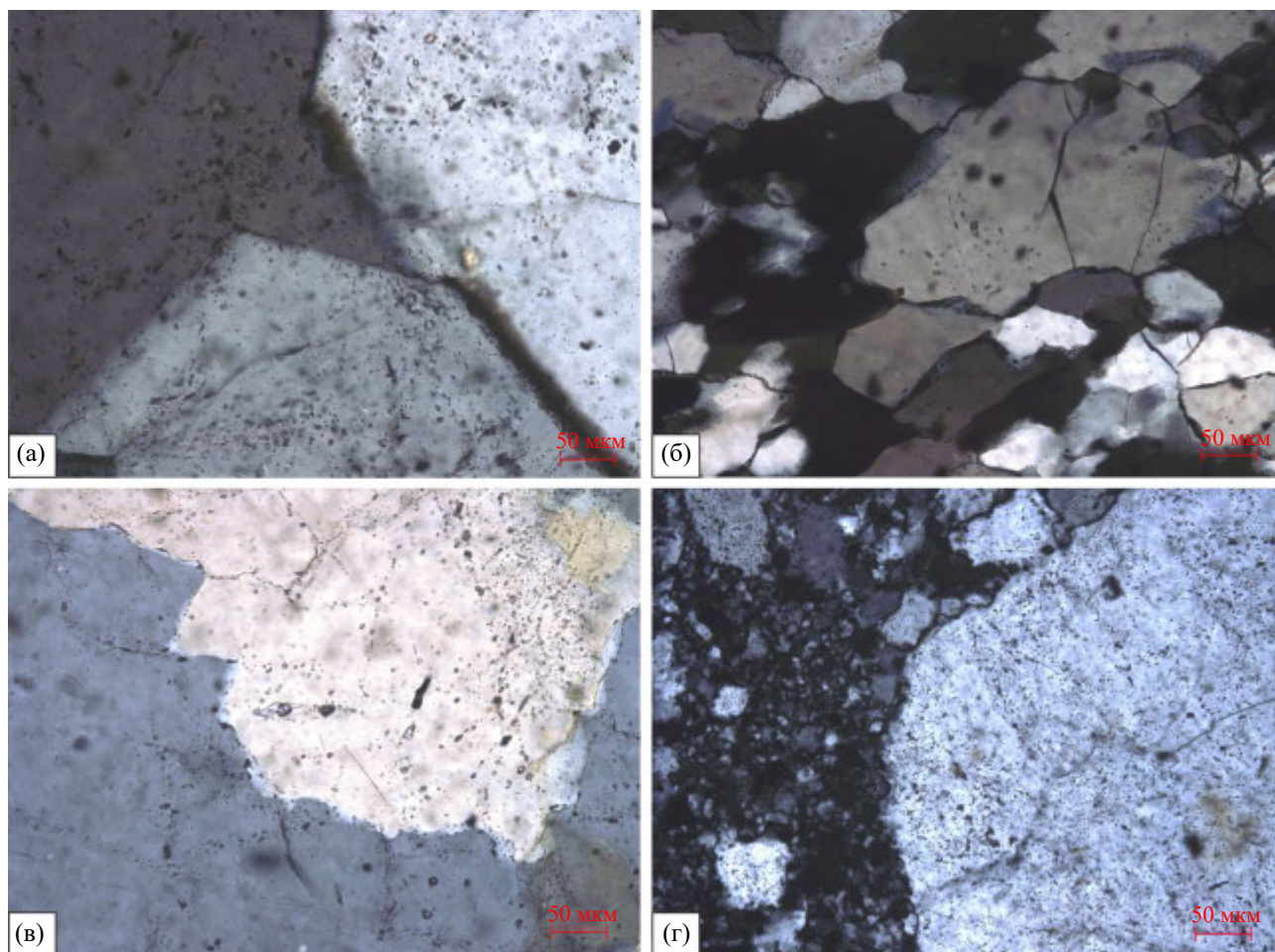


Рис. 4. Микрофотографии жильного кварца Спокойнинского рудного узла: (а) — крупнозернистые идиоморфные зерна кварца-1, (б) — средне-, мелкозернистые гипидиоморфные агрегаты кварца-2, (в) — крупнозернистые гипидиоморфные зерна кварца-3, (г) — крипто- и микрозернистые гранулированные агрегаты кварца-4.

делами данного интервала. Концентрация и солевой состав ФВ изучались методом криометрии. Состав солей включений определялся по температуре эвтектики ($T_{эвт.}$) (Борисенко, 1977). Концентрация солей рассчитывалась по температуре плавления льда ($T_{пл.льда}$) на основе данных системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (Bodnar, Vityk, 1994). Температуры гомогенизации ($T_{гом}$) двухфазных включений определялись по исчезновению газового пузырька методом термометрии. Присутствие растворенных газов значительно снижает влияние давления на температуру гомогенизации и позволяет считать ее близкой к температуре минералообразования (Реддер, 1987). Давление флюида определялось по методам, приведенным в работах (Thiery et al., 1994; Bakker, 2003) по сингенетичным включениям. Состав газовой фазы ФВ в кварце исследован с помощью рамановского спектрометра Horiba LabRAM HR 800, оснащенного твердотельным лазером с длиной волны 532 нм, мощностью 50 мВт и микроскопом Olympus BX-41 с рабочими объективами 10х, 50х и 100х. Относительное содержание газов (мол. %) во флюидных включениях рассчитывалось по методикам (Dubessy et al., 1989; Burke, 2001).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для исследования флюидных включений (ФВ) было изготовлено 14 двусторонне-полированных пластинок кварца трех типов руд из обоих рудных полей, толщиной 0.3–0.5 мм. По общепринятым критериям (Реддер, 1987) были выделены первичные и вторичные ФВ. Первичные включения не имеют связи с залеченными трещинами и располагаются по зонам роста минерала-хозяина либо встречаются по одиночке, а вторичные, в свою очередь, приурочены к трещинам и расщурованы. Изучению подверглись первичные ФВ. В общем количестве было изучено 252 индивидуальных флюидных включения (табл. 1).

Характеристика флюидных включений. В кварце Спокойного рудного поля по фазовому составу при комнатной температуре первичные включения подразделены на три типа: 1) однофазные — существенно-газовые (рис. 5а), 2) двухфазные — газовой-жидкие с объемом газового пузырька 10–60 об. % (рис. 5б) и 3) трехфазные — водно-углекислотные (рис. 5в). Размер ФВ колеблет-

Таблица 1. Результаты микротермометрических данных индивидуальных флюидных включений в кварце Спокойнинского рудного узла

№ образца	Тип ФВ (*)	n	T _{гом.} , °C	T _{эвт.} , °C	T _{пл. льда} , °C	T _{пл.} CO ₂ , °C	T _{гом.} CO ₂ , °C	С солей мас. % NaCl экв.	p, кбар	d, г/см ³
Спокойное рудное поле										
К-202	П (II)	12	203–333	–15.0 ... – 21.7	–2.3 ... – 4.0	–	–	3.9–6.4	–	–
	П (III)	8	–	–	–	–56.7	29.5–30.5 Ж	–	0.7	0.56–0.61
Обр.св.	П (II)	21	225–251	–20.1 ... – 24.7	–3.8 ... – 4.5	–	–	6.2–7.2	–	–
Обр.св.а	П (II)	8	229–231	–20.0 ... – 22.0	–4.0 ... – 4.3	–	–	6.4–6.9	–	–
Обр.св.б	П (II)	13	310–345	–37.0 ... – 42.5	–3.9 ... – 6.0	–	–	6.3–9.2	–	–
	П (III)	7	–	–	–	–55.7 ... – 56.0	27.8–29.0 Ж	–	0.7	0.63–0.66
С-8	П (II)	10	328–348	–23.7 ... – 30.7	–6.0 ... – 6.5	–	–	9.2–9.9	–	–
	П (III)	5	–	–	–	–56.9	26.5–30.8 Ж	–	1	0.67–0.71
101	П (II)	16	246–270	–22.3	–	–56.6 ... – 56.7	–	–	–	–
	П (III)	10	–	–	–	–	27.5 Г	–	0.7	0.28
207-80-2	П (II)	15	322–342	–	–0.5	–56.6 ... – 56.7	–	–	–	–
	П (III)	7	–	–	–	–	28.5–29.0 Г	0.88	0.7	0.30–0.31
206-1	П (I)	7	–	–	–	–56.6 ... – 57.1	27.3–28.2 Г	–	0.7	0.27–0.29
	П (II)	18	245–301	–22.1 ... – 24.3	–3.0 ... – 5.8	–	–	5.0–8.9	–	–
Майское рудное поле										
К-252-2	П (II)	8	230–297	–21.1 ... – 22.2	–1.0 ... – 1.5	–	–	1.7–2.6	–	–
	П (III)	6	–	–	–	–	27.4–30.6 Ж	–	0.7	0.56–0.67
К-255-3	П (II)	17	277–332	–18.0 ... – 23.0	–2.4 ... – 4.0	–	–	4.0–6.4	–	–
	П (III)	10	–	–	–	–56.0 ... – 56.6	29.7–31.0 Ж	–	0.7	0.56–0.61
К-280-17	П (II)	15	285–286	–26.2	–	–56.6 ... – 56.8	–	–	–	–
	П (III)	5	–	–	–	–	29.0 Г	–	0.7	0.31
К-265	П (II)	34	220–310	–23.6 ... – 24.2	–1.2 ... – 1.5	–	–	2.1–2.6	–	–

(*) I — существенно-газовые; II — газово-жидкие; III — водно-углекислотные. Генетический тип ФВ — П — первичные. Г — гомотенизация углекислоты в газ, Ж — в жидкость. n — количество ФВ. T_{гом.} — температура гомотенизации, T_{эвт.} — температура эвтектики, T_{пл.} — температура плавления, C — солёность, p — давление, d — плотность флюида.

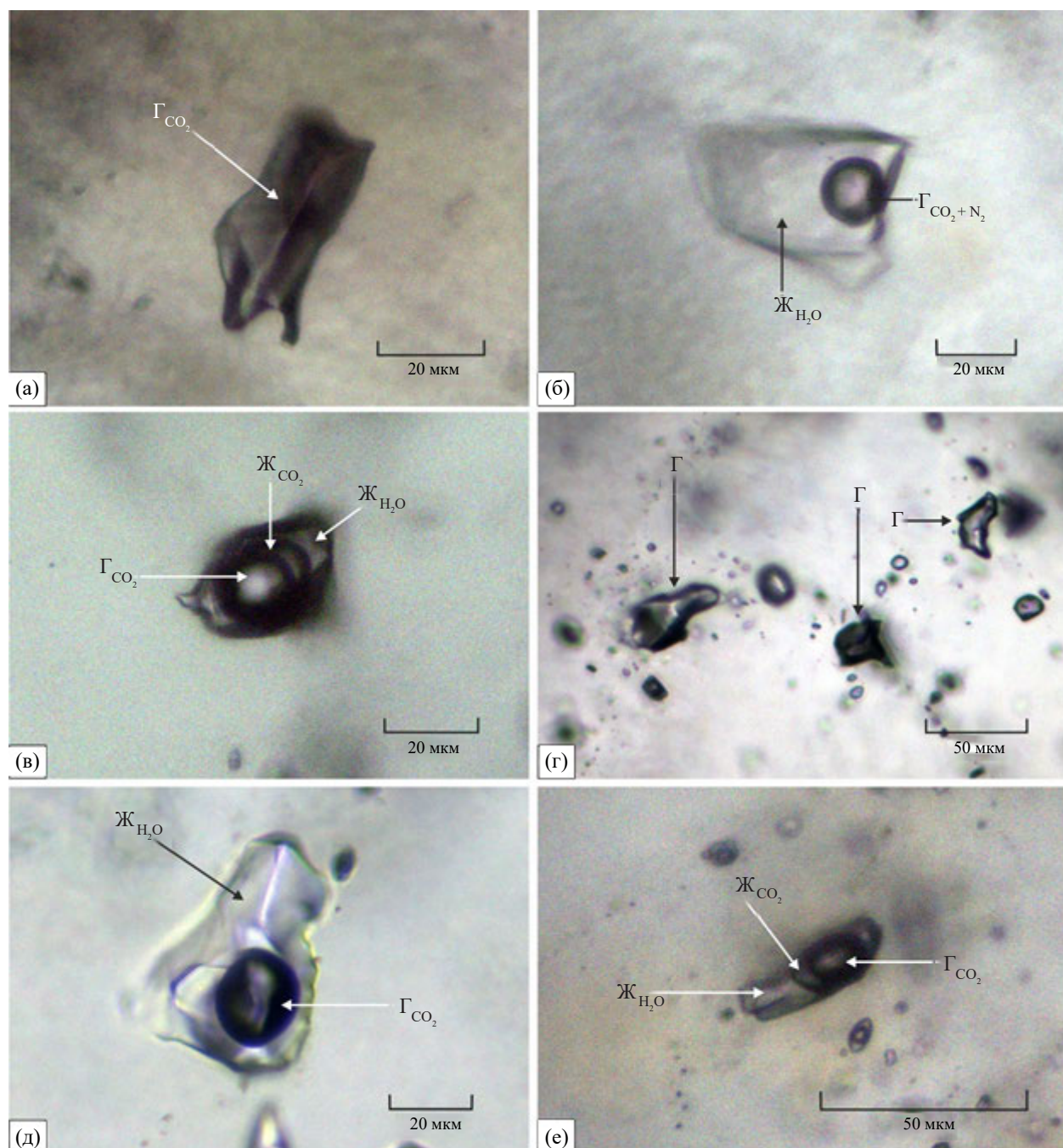


Рис. 5. Типы флюидных включений в кварце Спокойнинского рудного узла. Спокойное рудное поле: (а) — существенно-газовое однофазное, (б) — газowo-жидкое двухфазное, (в) — водно-углекислотное трехфазное. Майское рудное поле: (г) — существенно-газовое однофазное, (д) — газowo-жидкое двухфазное, (е) — водно-углекислотное трехфазное. Г — газ, Ж — жидкость.

ся от 10 до 70 мкм. Изредка встречены крупные включения, размером до 100 мкм, расположенные по зонам роста кристаллов, а также распределенные по всему зерну кварца (рис. 6а). Флюидные включения имеют вытянутую, неправильную, угловатую, реже изометричную форму вакуолей.

В кварце из *Майского рудного поля* по фазовому составу при комнатной температуре среди первичных ФВ обнаружены три типа: 1) однофазные — существенно-газовые (рис. 5г), 2) двухфаз-

ные — газowo-жидкие с объемом газового пузырька 20–60 об. % (рис. 5д) и 3) трехфазные — водно-углекислотные (рис. 5е). Размер включений составляет от 10 до 70 мкм, единично до 90 мкм. Флюидные включения часто имеют вытянутую и неправильную форму вакуолей, иногда округлую и угловатую.

Присутствие в кварце трех типов флюидных включений (рис. 6б) в сингенетической ассоциации свидетельствует о гетерогенности (вскипании) минералообразующего флюида (Реддер, 1987).

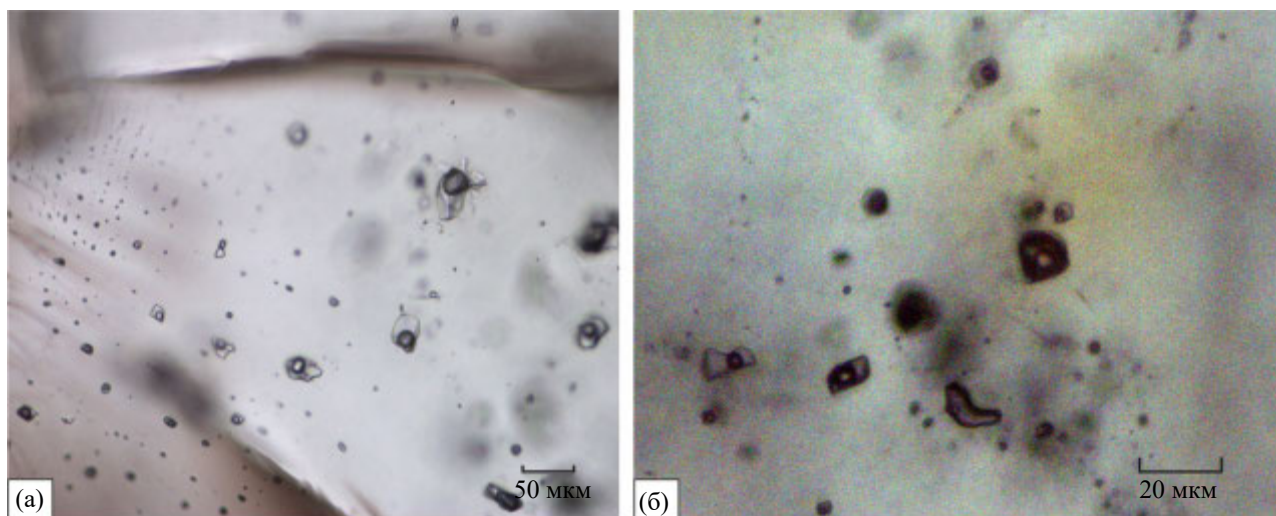


Рис. 6. Типичные флюидные включения в кварце Спокойнинского рудного узла. (а) — первичные ФВ вдоль плоскости в кристалле кварца Спокойного рудного поля, (б) — сосуществование ФВ различного фазового состава в кварце Майского рудного поля.

Результаты микротермометрических исследований

Спокойное рудное поле. Температуры общей гомогенизации первичных двухфазных включений в кварце *полисульфидных руд* изменяются от 180 до 350 °С в жидкую фазу (рис. 7). Общая концентрация водно-солевых растворов колеблется в незначительном диапазоне от 5.0 до 9.9 мас. % NaCl экв. (рис. 8). Исходя из широких значений температуры эвтектики от –20 до –42.5 °С, в растворах среди солей присутствуют хлориды натрия и магния (рис. 9). Плавление фазы CO₂ происходит при температуре –55.7 ...–57.1 °С, что близко к температуре плавления чистой углекислоты (–56.6 °С) и говорит об отсутствии существенных количеств примесей низкокипящих газов. Гомогенизация жидкой CO₂ в трехфазных включениях происходит при температурах +26.5 ...+30.8 °С в жидкую и газовую фазу. Дав-

ление флюида варьирует в интервале от 0.7 до 1 кбар. Плотность флюида изменяется от 0.27 до 0.71 г/см³. Изучение газовой составляющей первичных включений в кварце полисульфидных руд методом рамановской спектроскопии выявило присутствие в составе их газовой фазы CO₂ (100–77.76 мол. %) и N₂ (22.24–1.75 мол. %), а также наличие H₂S (14.91 мол. %) в единичном случае.

Гомогенизация двухфазных включений в кварце *золото-серебро-теллуридных руд* происходит в интервале от 200 до 260 °С в жидкую фазу (рис. 7). Концентрация солей в растворе ФВ изменяется от 3.9 до 5.7 мас. % NaCl экв. (рис. 8). Температуры эвтектики от –15 до –21 °С свидетельствуют о том, что во флюиде растворены KCl и NaCl (рис. 9). Плавление CO₂ составляет величину –56.6...–56.7 °С. Жидкая углекислота в трехфазных

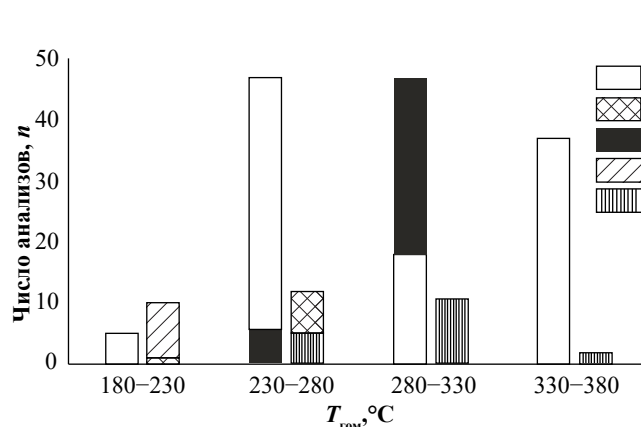


Рис. 7. Температуры гомогенизации в кварце трех типов руд Спокойнинского рудного узла. 1–2 — Спокойное рудное поле: 1 — полисульфидный, 2 — золото-серебро-теллуридный; 3–5 — Майское рудное поле: 3 — полисульфидный, 4 — золото-серебро-теллуридный, 5 — золото-висмутый.

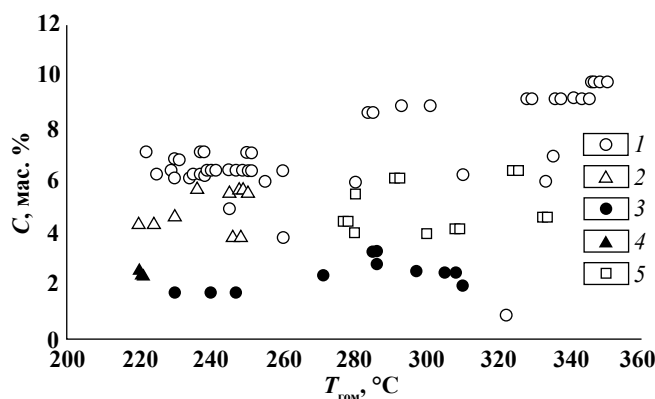


Рис. 8. Диаграмма “температура-концентрация” для рудообразующего флюида трех типов руд Спокойнинского рудного узла. 1–2 — Спокойное рудное поле: 1 — полисульфидный, 2 — золото-серебро-теллуридный; 3–5 — Майское рудное поле: 3 — полисульфидный, 4 — золото-серебро-теллуридный, 5 — золото-висмутый.

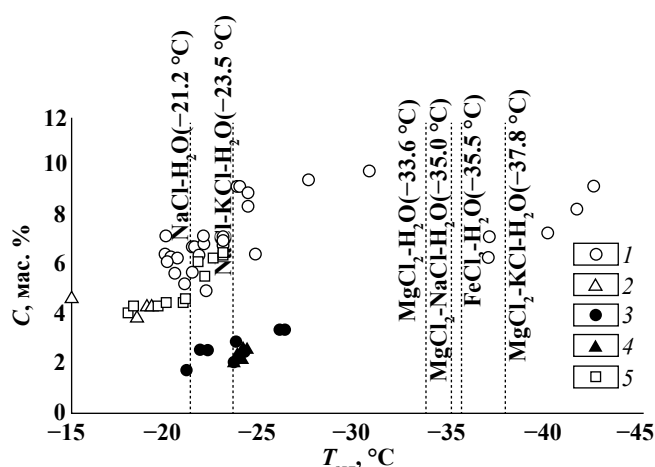


Рис. 9. Соотношение температуры эвтектики и солености ФВ в кварце трех типов руд Спокойнинского рудного узла (Бхаттачарайа, Паниграйн, 2011) 1–2 — Спокойное рудное поле: 1 — полисульфидный, 2 — золото-серебро-теллуридный; 3–5 — Майское рудное поле: 3 — полисульфидный, 4 — золото-серебро-теллуридный, 5 — золото-висмутовый.

включениях гомогенизируется в газовую и жидкую фазу при температурах $+27.5 \dots +30.5$ °C. Давление равно 0.7 кбар. Плотность флюида $0.28\text{--}0.56$ г/см³. Газовая фаза первичных ФВ в кварце золото-серебро-теллуридных руд состоит преимущественно из углекислоты (100 мол. %).

Майское рудное поле. Первичные двухфазные включения в кварце *полисульфидных руд* гомогенизировались в жидкость при температурах от 235 до 310 °C (рис. 7). Температура плавления льда меняется в интервале от -1.0 до -2.0 °C, что соответствует солености растворов от 1.7 до 3.4 мас. % NaCl экв. (рис. 8). Плавление эвтектики замороженных водно-солевых растворов двухфазных включений происходит в диапазоне от -21.1 до -26.2 °C (рис. 9). Состав солей представлен NaCl. Плавление CO₂ происходит при температурах от -56.6 до -56.8 °C. Гомогенизация жидкой CO₂ трехфазных ФВ происходит в жидкую фазу при температурах $27.4\text{--}31.0$ °C. Давление флюида оценено в 0.7 кбар. Плотность флюида $0.31\text{--}0.67$ г/см³. По данным рамановской спектроскопии первичные флюидные включения в газовой фазе содержат преимущественно CO₂ (100–65.88 мол. %), в единичном случае обнаружен N₂ (34.11 мол. %).

Флюидные включения в кварце *золото-серебро-теллуридных руд* имеют узкий диапазон температур гомогенизации от 220 до 221 °C (рис. 7). Концентрация солей изменяется в незначительном интервале от 2.6 до 2.1 мас. % NaCl экв. (рис. 8). Полученные температуры эвтектики ($-23.6 \dots -24.2$ °C) указывают на присутствие хлоридов Na в водно-солевом растворе включений (рис. 9). Газовая составляющая ФВ имеет чисто углекислотный состав (100 мол. %).

В первичных включениях, которые обнаружены в кварце *золото-висмутовых руд*, температуры

гомогенизации варьируют от 280 до 335 °C и содержат водный раствор с концентрацией солей 4.0–6.4 мас. % NaCl экв. (рис. 7, 8). Температуры эвтектики ($-18 \dots -23$ °C) показывают, что во ФВ встречается NaCl (рис. 9). Плавление CO₂ изменяется от -56 до -56.7 °C, что свидетельствует об отсутствии примесей низкокипящих газов. Трехфазные включения гомогенизируются в жидкость при температурах от $+29.7$ до $+31$ °C. Давление в период формирования изученных руд составляло 0.7 кбар. Плотность CO₂ $0.56\text{--}0.61$ г/см³. Газовая фаза включений в кварце золото-висмутовых руд состоит из углекислоты (100 мол. %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные термобарогеохимические исследования руд Спокойнинского узла позволяют обсудить химический состав минералообразующих флюидов, а также выяснить их условия и механизмы формирования. Полученные данные показали, что формирование прожилково-вкрапленной *полисульфидной минерализации Спокойного рудного поля* происходило вследствие поступления в зону Тыркандинского разлома флюида, представлявшего собой низкоумеренноконцентрированную (5.0–9.9 мас. % NaCl экв.) смесь H₂O–CO₂±N₂±H₂S–NaCl–MgCl₂. Эти флюиды были среднетемпературными (180–350 °C) и отлагали рудную минерализацию при низких и умеренных давлениях (0.7–1 кбар). Если сравнить данные, полученные для *полисульфидных руд Майского поля*, то можно сделать вывод, что параметры формирования этих руд очень близки, но также присутствуют и некоторые различия. Последние, как правило, формируются из флюидов H₂O–CO₂–N₂–NaCl низкоконцентрированных (1.7–3.4 мас. % NaCl экв.) и среднетемпературных (235–310 °C) при низких давлениях (0.7 кбар). При этих условиях произошла фазовая сепарация флюида на две части: первый — водно-углекислотный, а второй — преимущественно газовый, состоящий из CO₂. Известно, что при фазовой сепарации происходит удаление летучих компонентов CO₂, H₂S, NH₃, что приводит к окислению и увеличению pH в остаточном водно-углекислотном флюиде (Бортников и др., 2010). В результате этого процесса флюид становится неравновесным с минералами вмещающих пород и вступает во взаимодействие с ними, вызывая метасоматическое преобразование вмещающей толщи с образованием ореолов березитизации.

Образование *золото-висмутовой минерализации Майского поля* происходило из флюидов H₂O–CO₂–NaCl низкоконцентрированных (4.0–6.4 мас. % NaCl экв.) и среднетемпературных (280–335 °C) при низких давлениях (0.7 кбар). Следует отметить, что формирование золото-висмутовых руд сопровождается повышением начальной температуры минералообразования, что можно объяснить поступлением новой порции минералообразующего флюида.

да, вызванное локальной тектонической активностью на данной территории (Борисенко и др., 2017). Также происходит некоторое снижение концентрации солей и давления, которое, вероятно, связано с развитием и усложнением систем трещин, возникновением конвективной гидротермальной системы в надинтрузивном пространстве. Уменьшение солёности раствора приводит к уменьшению растворимости серебра и висмута и осаждению некоторого их количества в форме сульфидов и теллуридов висмута в рудах узла (Прокофьев и др., 2007).

Отложение *золото-серебро-теллуридных руд Спокойнинского рудного поля* происходило при участии разбавленного флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ с низкой солёностью (3.9–5.7 мас. % NaCl экв.) и среднетемпературными значениями (200–260 °C), что отвечает параметрам флюида, формировавшего аналогичные руды Майского поля. На *Майском рудном поле золото-серебро-теллуридные руды* были сформированы при участии менее концентрированных (2.1–2.6 мас. % NaCl экв.), близких по составу $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и среднетемпературных (220–221 °C) флюидов. Падение температуры минералообразования и концентрации растворов в ходе эволюции гидротермально-магматической системы, свидетельствует о смешении и разбавлении флюидов поверхностными водами (Бортников, 2006). С внедрением поверхностных вод произошло кипение флюида и его гетерогенизация (разделение на две или более несмешиваемых флюидных фаз), что, вероятно, привело к осаждению золота с образованием поздней (Au-Ag-Te) минерализации (Lu, 2011; Li et al., 2024).

Проведенные исследования флюидных включений в кварце трех типов руд Спокойнинского узла позволяют сделать вывод о том, что они соответствуют параметрам типичных минералообразующих флюидов орогенных месторождений золота (низкая и умеренная солёность и наличие хлоридов Na и K в растворе, преобладающая роль $\text{CO}_2 > \text{CH}_4 \gg \text{N}_2 \gg \text{H}_2\text{S}$ в газовой фазе, низкие и средние значения температур и давления) (Groves et al., 1998; Kerrich et al., 2000; Ridley, Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005; Bodnar et al., 2014; Goldfarb, Groves, 2015; Прокофьев и др., 2020). Следует отметить, что флюид, отлагавший руды Спокойнинского узла, не содержит метан в газовой фазе. Это его отличительная черта от флюида, из которого образовались многие типичные орогенные месторождения, залегающие в зеленокаменных метаморфизованных толщах, которые всегда содержат метан, нередко уголекислоту и азот (Mikucki, 1998; Горячев, 2019; Groves et al., 2020).

В опубликованных работах (Краснов и др., 2007; Борисенко и др., 2017; Добровольская и др., 2016; Prokoryev et al., 2019; Кардашевская и др., 2024) рассмотрены результаты изучения включений в кварце золоторудных месторождений Бодороно, Самола-

зовское и Лебединое, а также в Верхнеамгинском рудном районе, расположенных на Алданском щите. Среди общих характеристик минералообразующих флюидов упомянутых объектов и Спокойнинского узла отметим их низкую и умеренную солёность (0.5–14 мас. % NaCl экв.), высокое содержание CO_2 в газовой фазе (68.4–98.5 мол. %) и температуру гомогенизации 136–390 °C. Формирование данных объектов связывают с процессами позднемезозойской тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся становлением комплексов субщелочных и щелочных пород юрско-мелового возраста. В работе И. Р. Прокопьева с соавторами (2019) приводится сопоставление золоторудных районов Алданского щита с объектами провинции Цзяодун, где прослеживается сходство в геологической обстановке регионов.

Таким образом, предложенный механизм формирования золотого оруденения Спокойнинского узла имеет аналогию с условиями образования золоторудных месторождений провинции Цзяодун, расположенной в восточной части Северо-Китайского кратона ($T_{\text{гом}} = 200\text{--}400\text{ °C}$, солёность <11 мас. % NaCl экв., плотность флюида 0.43–0.96 г/см³ (Fan et al., 2003; Deng et al., 2015, 2020a, 2020b; Li et al., 2015; Wang et al., 2015; Guo et al., 2017). По мнению В. Г. Хомича и соавторов (2014), окраины Сибирского и Северо-Китайского кратонов расположены на периферии единого поля стагнирующего слэба и мантийного апвеллинга (Khomich et al., 2014; Прокопьев и др., 2018).

В заключение отметим, что проведенные исследования позволили продемонстрировать наличие различий в физико-химических параметрах минералообразующих флюидов, формировавших три типа руд Спокойнинского золотоносного узла. Полученные результаты не противоречат как полигенной метаморфогенно-плутоногенной гипотезе (Рундквист, 1997; Парфенов, Кузьмин, 2001), связывающей формирование золоторудных месторождений Алданского щита с процессами позднемезозойской тектоно-магматической активизации, так и модели орогенных месторождений золота (Groves et al., 2020).

Авторы благодарны И. Р. Прокопьеву, научным редакторам Н. В. Сорохтиной и О. А. Луканину и анонимному рецензенту за ценные замечания, способствовавшие улучшению текста рукописи.

Работа выполнена за счет государственного задания ИГАБМ СО РАН (проект FUGG-2024-0006) и по государственному заданию ИГМ СО РАН (проект № 122041400312-2, рамановская спектроскопия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимова Г.С., Соколов Е.П. (2015) Алтан-Чайдахский рудный узел — перспективный золоторудный объект Южной Якутии. *Отечественная геология*. (5), 3–10.

- Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. (2017) Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия). *Отечественная геология*. (5), 12–22.
- Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Т.Н., Жданов А.В. (2010) Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия). *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. (5), 23–32.
- Борисенко А.С. (1977) Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. *Геология и геофизика*. (8), 16–27.
- Борисенко И.Д., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Гаськов И.В. (2017) Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан). *Геология и геофизика*. **58**(12), 1915–1927.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. (2010) Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд. *Геология рудных месторождений*. **52**(5), 381–417.
- Бортников Н.С. (2006) Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах. *Геология рудных месторождений*. **48**(1), 3–28.
- Бхаттачарайа С., Паниграи М. (2011) Гетерогенность флюидных характеристик в районе Рамагири-Пенакачерла восточной части кратона Дарвар: связь с золоторудной минерализацией. *Геология и геофизика*. **52**(11), 1821–1834.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. (2002) Золоторудные месторождения Центрального Алдана. *Геология рудных месторождений*. **44**(6), 467–499.
- Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. (2011) Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия). *Геология и геофизика*. **52**(11), 1851–1867.
- Горячев Н.А. (2019) Месторождения золота в истории Земли. *Геология рудных месторождений*. **61**(6), 3–18.
- Дворник Г.П. (2012) Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района. *Литосфера*. (2), 90–105.
- Добровольская М.Г., Разин М.В., Прокофьев В.Ю. (2016) Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования. *Геология рудных месторождений*. **58**(4), 346–366.
- Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Саватенков В.М., Травин А.В. (2024) Алгоминский золоторудный узел (Алдано-Становой щит): минералогия, условия образования, источники рудного вещества и возраст оруденения. *Геология и геофизика*. **65**(3), 471–495.
- Кочетков А.Я. (2006) Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана. *Геология и геофизика*. **47**(7), 850–864.
- Краснов А.Н., Ломм Т., Крылова Т.Л., Грознова Е.О. (2007) Первые данные рамановской микроспектрометрии рудообразующих флюидов золотой и урановой минерализации Алдана (Республика Саха, Якутия). *ДАН*. **413**(2), 233–236.
- Мигута А.К. (2001) Урановые месторождения Эльконского рудного узла на Алданском щите. *Геология рудных месторождений*. **43**(2), 129–151.
- Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. (2017) Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции. *Региональная геология и металлогения*. (71), 93–111.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (2001) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 571 с.
- Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А. (2018) Геохронология и рудность Желтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия). *Тихоокеанская геология*. **37**(1), 37–50.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. (2007) Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудных месторождений*. **49**(1), 37–76.
- Прокофьев В.Ю., Калинин А.А., Лобанов К.В., Бэнкс Д.А., Боровиков А.А., Чичеров М.В. (2018) Состав рудообразующих флюидов золотой минерализации Печенгской структуры зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудных месторождений*. **60**(4), 317–341.
- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. (2020) Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов мезозойских золоторудных месторождений. *Геохимия*. **65**(2), 123–144.
- Prokofiev V.Y., Naumov V.B., Mironova O.F. (2020) Physicochemical parameters and geochemical features

- of fluids at mesozoic gold deposits. *Geochem. Int.* **58**(2), 128–150.
- Реддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1, 560 с.
- Рундквист Д.В. (1997) Фактор времени в образовании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, мегаэтапы и стадии рудообразования. *Геология рудных месторождений*. **39**(1), 11–24.
- Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В., Злобина Т.М., Чаплыгин И.В. (2007) Актуальные проблемы металлогении золота. *Геология и геофизика*. **48**(12), 1257–1275.
- Соколов Е.П., Бабкина Т.Г., Макогонов И.В., Линник И.А., Халгаев Е.У., Шматкова Л.Е., Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н. (2022) Новый тип золотого оруденения в породах фундамента Алдано-Становой золотоносной провинции. *Руды и металлы*. (2), 122–140.
- Хомич В.Г., Борискина Н.Г. (2010) Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов. *Геология и геофизика*. **51**(6), 849–862.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. (2000) Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. *Геотектоника*. (5), 3–29.
- Bakker R.J. (2003) Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*. (194), 3–23.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions In *Fluid inclusions in minerals: methods and application*. (Eds. De Vivo B., Frezotti M.L.) Blacksburg: Virginia Tech, 117–130.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. (2014) *Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Reference Module in Earth Systems and environmental Sciences. Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, Elsevier, 119–142.
- Burke E.A. (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*. (55), 139–158.
- Deng J., Liu X., Wang Q., Pan R. (2015) Origin of the Jiaodong-type Xinli gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Constraints from fluid inclusion and C-D-O-S-Sr isotope compositions. *Ore Geol. Rev.* (65), 674–686.
- Deng J., Wang Q., Santosh M., Liu X., Liang Y., Yang L., Zhao R., Yang L. (2020a) Remobilization of metasomatized mantle lithosphere: a new model for the Jiaodong gold province, eastern China. *Miner. Deposita*. (55), 257–274.
- Deng J., Yang L.Q., Groves D.I., Zhang L., Qiu K.F., Wang Q.F. (2020b) An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong province, eastern China. *Earth Sci. Rev.* (208), 103274.
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C. (1989) Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *Eur. J. Miner.* (1), 517–534.
- Fan H.R., Zhai M.G., Xie Y.H., Yang J.H. (2003) Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Miner. Deposita*. (38), 739–750.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R. and Gosselin P. (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In *Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists Inc.*, (Eds. Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J. and Richards J.P). Littleton, 407–450.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*. (233), 2–26.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13** (1–5), 7–27.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. (2020) A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Miner. Deposita*. (55), 275–292.
- Guo L.N., Chen B.H., Goldfarb R.J., Li J.L., Li R.H., Wang Z.L. (2017) A comparison of Jiaojia- and Linglong-type gold deposit ore-forming fluids: do they differ? *Ore Geol. Rev.* (88), 511–533.
- Ivanov A.I., Loskutov E.E., Ivanov M.S., Zhuravlev A.I. (2022) Petrography, geochemical features and absolute dating of the Mesozoic igneous rocks of Medvedev and Tazhnyi massifs (Southeast Russia, Aldan shield). *Minerals*. **12** (12), 1516.
- Kerrick R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y. (2000) The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*. (43), 1–68.
- Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. (2014) A geodynamic perspective of worldclass gold deposits in East Asia. *Gondwana Res.* (26), 816–833.
- Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. (2015) Geodynamics of late Mesozoic PGE, Au, and U mineralization in the Aldan shield, North Asian Craton. *Ore geol. rev.* (68), 30–42.
- Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Kardashevskaya V.N. (2023) Ore mineralogy and typomorphism of native gold

- of the Spokoininsky cluster of the Aldan-Stanovoy gold province. *Minerals*. **13**(4), 543.
- Li L., Santosh M., Li S.-R. (2015) The “Jiaodong type” gold deposits: Characteristics, origin and prospecting. *Ore geol. Rev.* **65**(3), 589–611.
- Li M., Mao G., Ding Zh., Xu Q., Zhao H., Han Y., He T. (2024) Genesis of the Panzijian gold deposit in Jiaodong Peninsula, Eastern China: Insights from fluid inclusions and isotopes. *Solid Earth Sciences*. **9**(2), 100177.
- Lu H.Z. (2011) Fluids immiscibility and fluid inclusions. *Acta Petrol. Sin.* **27**(5), 1253–1261.
- Mikucki E.J. (1998) Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review. *Ore Geol. Rev.* (13), 307–321.
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Sokolov E.P., Kardash E.A., Minakov A.V. (2019) 1U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia). *Ore Geol. Rev.* (109), 520–534.
- Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology*. (Eds. Hagemann S.G., Brown P.). (13), 141–162.
- Rodionov S.M., Fredericksen R.S., Berdnikov N.V., Yakubchuk A.S. (2014) The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia). *Ore Geol. Rev.* (59), 55–65.
- Thiery R., van den Kerkhof A.M., Dubessy J. (1994) ν X properties of CH_4 - CO_2 and CO_2 - N_2 fluid inclusions: modeling for $T < 31^\circ\text{C}$ and $P < 400$ bars. *Eur. J. Miner.* **6**(6), 753–771.
- Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dal-lai L. (2010) Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia). *Econ. Geol.* (105), 375–394.
- Wang Z.-L., Yang L.-Q., Guo L.-N., Marsh E., Wang J.-P., Liu Y., Zhang C., Li R.-H., Zhang L., Zheng X.-L., Zhao R.-X. (2015) Fluid immiscibility and gold deposition in the Xincheng deposit, Jiaodong Peninsula, China: A fluid inclusion study. *Ore Geol. Rev.* (65), 701–717.
- White D.E., Muffler L.J.P., Truesdell A.H. (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Econ. Geol.* **66**(1), 75–97.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos.* (55), 229–272.

FORMATION CONDITIONS OF GOLD MINERALIZATION IN THE SPOKONINSKY ORE CLUSTER, ALDAN SHIELD, RUSSIA

© 2025 V. N. Kardashevskaya^{a, *}, L. A. Kondratieva^{a, **}, E. O. Shaparenko^b, G. S. Anisimova^a

^a*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Lenina prospect, 39, Yakutsk, 677980 Russia*

^b*V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences,
Akademika Koptuyuga prospect, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

*e-mail: kardashevskaya92@mail.ru

**e-mail: lkon12@yandex.ru

Received May 17, 2024

Revised August 6, 2024

Accepted September 3, 2024

The article presents the first data on individual fluid inclusions hosted in quartz in the ores of three ore types (polysulfide, gold-silver-telluride and gold-bismuth) of the Spokoininsky ore cluster with gold ore mineralization. The three ore types show differences in the physicochemical parameters and composition of their fluids. The fluid of the Spokoininsky cluster polysulfide ores are characterized by a relatively low initial temperature (180–350 °C), a higher CO₂ density (0.27–0.71 g/cm³) and a higher fluid pressure (0.7–1 kbar) compared to the fluids that formed the gold-silver-telluride ores (temperature 200–260 °C, CO₂ density 0.28–0.56 g/cm³, pressure 0.7 kbar). The dominant salt in the fluids of polysulfide ores are Na and Mg chlorides, whereas the mineral-forming fluids of gold-silver-telluride ores are simpler saline aqueous fluids containing Na chlorides. The fluids that formed the polysulfide ores have a H₂O-CO₂-N₂ composition, whereas the fluid of the gold-silver-telluride ores, is mostly of H₂O-CO₂ composition. The gold-bismuth ores in the Mayskoe ore field were formed by H₂O-CO₂-bearing fluids with a salinity concentration of 4.0–6.4 wt. % NaCl eq., a CO₂ density of 0.56–0.61 g/cm³, at a temperature of 280–335 °C and a pressure of 0.7 kbar. The data led us to conclude that the ore-forming fluid of the Spokoininsky ore cluster was similar to the fluids of orogenic gold deposits.

Keywords: quartz, gold, fluid inclusions, Raman spectroscopy, Aldan Shield

УДК 631.416.9+631.482.1(631.487)

АКТИНИДЫ В ПОЧВЕННОЙ ХРОНОПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПОЙМЫ РЕКИ АМУР

© 2025 г. А. В. Мартынов

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН,
пер. Релочный, 1, Благовещенск, 675000 Россия*

e-mail: lexxm@ascnet.ru

Поступила в редакцию 06.03.2024 г.

После доработки 05.06.2024 г.

Принята к публикации 13.09.2024 г.

Впервые на территории Дальнего Востока России проведено исследование по оценке скорости накопления валовой и подвижной форм актинидов (U и Th) в почвенной хронопоследовательности возрастом 5000 лет, заложенной в пределах поймы среднего течения р. Амур. С помощью регрессионных моделей охарактеризованы взаимосвязи между актинидами и свойствами аллювиальных и остаточно-аллювиальных почв. Установлено, что в ходе эволюции почв содержание валовой формы актинидов в почвах автоморфного ряда увеличилось для U с 1 до 2 мг/кг, для Th с 4 до 10 мг/кг. В почвах гидроморфного ряда за меньший промежуток времени (2600 лет) увеличение составило для U с 1 до 3 мг/кг, для Th с 4 до 12 мг/кг. Содержание подвижной формы U в автоморфных и гидроморфных почвах увеличилось в среднем с 0.1 до 0.4 мг/кг, для Th с 0.02 до 0.2 мг/кг. В автоморфных почвах аккумуляция U наблюдается пока действует поемный режим, Th продолжает накапливаться даже после выхода поймы из зоны затопления. В гидроморфных почвах аккумуляция актинидов продолжается на всем хронологическом диапазоне. Полученные результаты показывают, что основными почвенными свойствами, определяющими аккумуляцию актинидами в почвах, являются содержание глинистых минералов и оксидов железа. Поступление актинидов в почвы поймы р. Амур осуществляется преимущественно за счет выветривания меланократовых минералов гранитоидов в составе аллювия. На мобилизацию актинидов влияют pH в автоморфных почвах и Eh в гидроморфных почвах.

Ключевые слова: уран, торий, почвенная хронопоследовательность, аллювиальные почвы, р. Амур, глинистые минералы, эволюция почв

DOI: 10.31857/S0016752525010056, **EDN:** GPYBOL

ВВЕДЕНИЕ

Уран, торий и продукты их распада являются радионуклидами, которые представляют потенциальный риск для здоровья человека из-за испускания ионизирующего излучения, а также из-за их токсичности, как тяжелых металлов. В большинстве случаев содержание актинидов в горных породах и почвах не представляет опасности для здоровья человека или окружающей среды (Elies, Lee, 2002). Но есть районы с относительно высокими естественными концентрациями U и Th из-за состава слагающих их горных пород. Также за последние несколько лет в окружающей среде существенно возросла доля U и Th антропогенного происхождения, связанная с разработкой месторождений металлов и фосфатов, внесением фосфорных удобрений, работой теплоэлектростанций, развитием атомной промышленности (Smedley et al., 2006; Asylbaev et al., 2017).

Большая часть радиоактивности в земной среде, будь то природная или созданная человеком, связана с компонентами почвы. Почва обладает способностью концентрировать природные радионуклиды, при этом поглощательная емкость зависит от ее физико-химических параметров и особенностей выветривания (Baeza et al., 1995). В свою очередь избыток U и Th в почве может привести к неблагоприятным химическим и радиологическим рискам для экосистем и, в конечном счете, для здоровья человека (Sarhou et al., 2020).

Поскольку фундаментальные качества почв определяются исходным составом материнской породы и биоклиматическими особенностями процессов выветривания исходная концентрация актинидов в почвах может быть чрезвычайно изменчива. Дальнейшее формирование и развитие почв под влиянием зональных и азональных почвообразующих

факторов приводит к изменению подвижности актинидов. В результате даже при схожем валовом содержании в различных почвах уровень опасности от повышенного содержания актинидов может быть несопоставим. Неслучайно в последние годы повышенное внимание уделяется как содержанию и распределению радионуклидов в почвах, так и их взаимодействию с почвенными компонентами (Rachkova et al., 2010; Patel et al., 2023; Cui et al., 2023).

Во множестве исследований изучались взаимоотношения между U и Th с различными почвенными параметрами, такими как реакция среды почвенного раствора, содержание органического вещества, гранулометрический состав, окислительно-восстановительный потенциал, порозность, микробиологическая активность, содержание оксидов железа и фосфора и др. (Manoj et al., 2020; Taboada et al., 2006; Rachkova, et al., 2010). Но фактически отсутствуют сведения о влиянии на концентрацию актинидов в почве такого фактора, как возраст почв. Все факторы почвообразования (климат, рельеф, биота, гидрологический режим) и, как следствие, все почвенные свойства изменяются с течением времени. И для многих макро и микроэлементов уже установлена прямая функциональная зависимость их содержания от возраста почв (Graf et al, 2007; Zhang et al., 2016; Martin-Garcia et al., 2016). Поэтому первичной целью данного исследования было определить изменение содержания и распределения U и Th в ходе эволюции аллювиальных почв.

Чаще всего для оценки возрастных изменений используют метод хронопоследовательностей. При этом методе время заменяется на пространство, а все почвообразующие факторы остаются постоянными в максимально возможной степени (Walker et al., 2010). Не во всех почвах возможно построение хронопоследовательности. Педологическая историческая летопись часто является неполной и неоднозначной, поэтому изменения в почвах трудно реконструировать. А для хронопоследовательности необходимо, чтобы в почвах в идентифицированной последовательности четко проявлялись стадии одного или нескольких педогенетических процессов. Зачастую это возможно только на молодых или контрастных геоморфологических поверхностях, и данному требованию оптимально соответствуют аллювиальные почвы (Huggett, 1998), являющиеся наиболее важными географическими континуумами на Земле (Bailey, 1995).

Проведение любых исследований в аллювиальных почвах значительно осложнено долгосрочной и сезонной динамикой речных процессов, специфическим микроклиматом и гидрологической взаимосвязью между всеми абиотическими и биотическими элементами, формирующими пойменный ландшафт. В результате условия формирования аллювиальных почв с течением времени могут существенно изменяться, обуславливая стратификацию

почв и значительную вариативность их физических и химических параметров (Kawalko et al., 2021), создавая для каждой речной сети неповторимую и индивидуальную совокупность взаимосвязанных переменных, формирующих почвенный покров поймы. Как следствие, невозможно изучать поведение макро и микроэлементов в таких почвах в отрыве от свойств самих почв, без характеристики их внутренних и внешних взаимосвязей. Поэтому вторичной целью данной работы было изучение взаимоотношений между содержанием актинидов и почвенными свойствами.

В качестве объекта были выбраны аллювиальные почвы поймы среднего течения р. Амур, одной из крупнейших рек мира, в бассейне которой сосредоточены большая часть из 5.7 млн га пойменных земель Дальнего Востока России (Бойнов, 1984). Дополнительную актуальность данной работе придает первичность подобных исследований для данного региона. Так как имеющиеся исследования затрагивают только нарушенные и загрязненные почвы, а не естественные, или же не учитывают влияние почвенных свойств и процессов почвообразования (Павлова и др., 2015; Радомская и др., 2017; Сорокина, Зарубина, 2013).

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводили в пределах поймы среднего течения р. Амур, перед устьем р. Буряя в южной части Зейско-Буреинской равнины (рис. 1). Пойма сформирована в пределах русла, относящегося к широкопойменному типу. В пределах поймы, шириной до 10 км, выделяются 3 высотных уровня: прирусловая пойма с высотой рельефа 2–4 м относительно условного уреза воды в р. Амур и шириной до 2 км; центральная пойма с высотой рельефа 4–8 м и шириной 4–5 км; притеррасная пойма с высотой пойменного рельефа 6–8 м, плавно переходящая в разрушенную склоновыми процессами первую надпойменную террасу. Почвы диагностировали и классифицировали по “Классификации и диагностике почв России” (2004) и WRB (2014). Были выделены аллювиальные серогумусовые почвы “Umbric Fluvisols”, аллювиальные перегнойно-глеевые почвы “Gleyic Mollic Fluvisols” и аллювиальные слоистые почвы “Protic Fluvisols”. На возвышенных участках поймы интразональные процессы практически не участвуют в почвообразующих процессах, поэтому получили распространение остаточно-аллювиальные почвы — брунеземы остаточно-аллювиальные “Fluvisols Cambisols”. Брунеземы или бурые-луговые почвы отсутствуют в “Классификации и диагностике почв России” и выделяются преимущественно в классификациях дальневосточных почв (Ознобихин и др., 1994). Отдельно рассматривались автоморфная почвенная хронопоследовательность (АПХ) и гидроморфная почвенная хронопоследовательность (ГПХ). Для это-

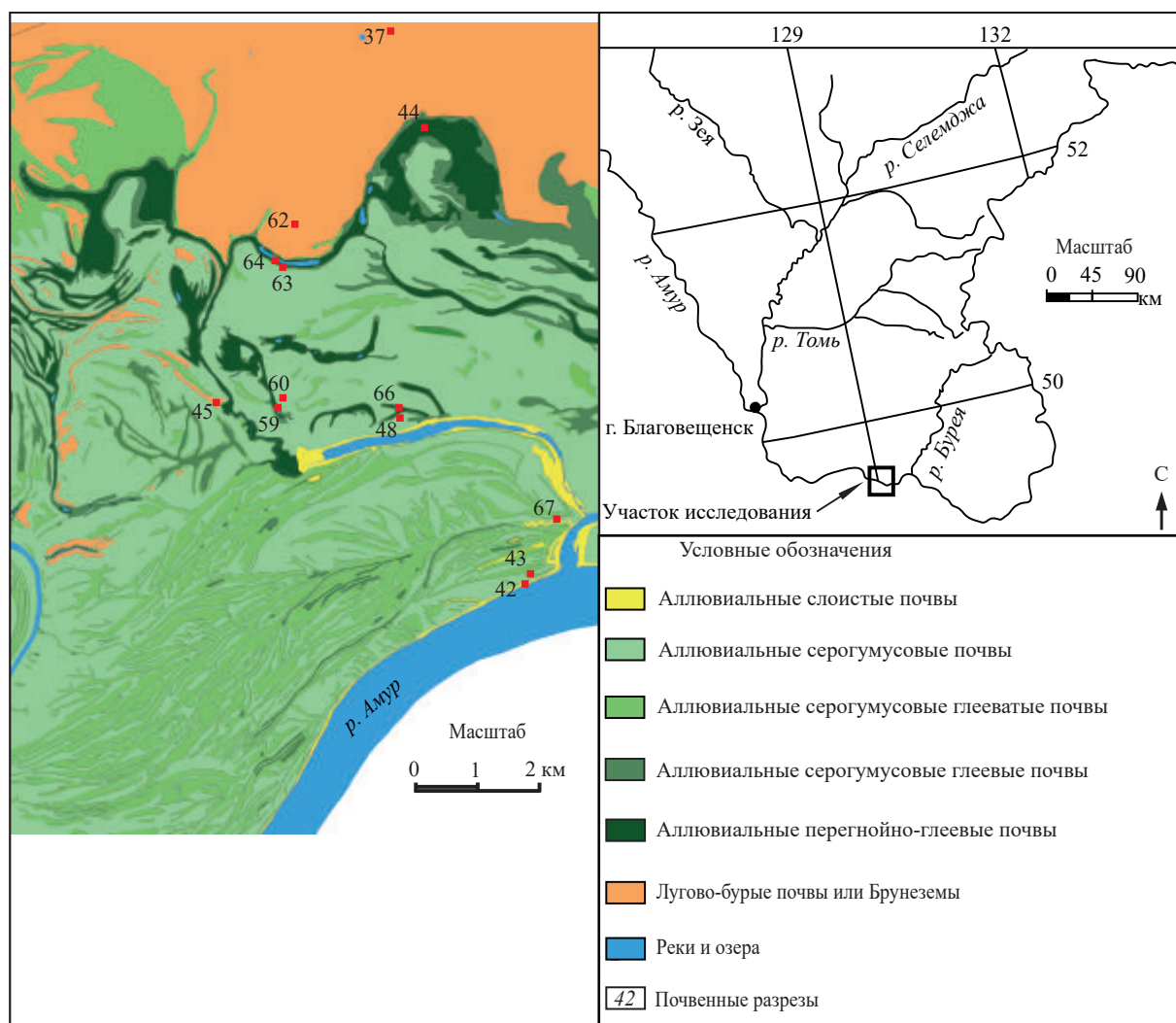


Рис. 1. Схема расположения и почвенная карта участка исследований.

го из заложенных в ходе изучения почвенного покрова данной территории 32 почвенных разрезов, были выбраны те, где четко прослеживались эволюционные морфологические изменения. В качестве исходного состояния выбрана аллювиальная слоистая почва, сформированная в пределах бечевника и минимально затронутая педогенетическими процессами. Автоморфный ряд представлен восемью почвенными разрезами, заложенными на пойменных возвышенностях по всей длине поймы с учетом морфологических особенностей, показывающих усиление зональных признаков почвообразования. Аналогично были заложены четыре почвенных разреза в пойменных понижениях, но акцент сделан на морфологических признаках, указывающих на усиление признаков глеевых процессов. Отбор проб на геохимические исследования и анализ физических и химических свойств почв осуществлялся по генетическим горизонтам. Образцы на возраст и минералогию отбирали из верхней части почвообразующего горизонта. Выбор горизонта обусловлен строением аллювиальных почв, где в соответствии с “Классификацией и диагности-

кой почв России” (2004), почвообразующий горизонт расположен под гумусово-аккумулятивным горизонтом. В органических горизонтах постоянно синтезируется новый углерод, что не дает возможности определить возраст горизонта. Отбор проб из подстиляющего горизонта ведет к завышению возраста почв.

Свойства аллювиальных почв определяли в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН. Были определены: гранулометрический состав пипеточным методом; органическое вещество — методом мокрого озоления по Тюрину в модификации ЦИНАО; pH_{KCl} — потенциометрическим методом; обменные катионы Ca^{+2} и Mg^{+2} — полным вытеснением по К. К. Гедройцу; катионы H^{+} и Al^{+3} — по А. В. Соколову; подвижные формы фосфора и обменные формы калия в $0.2HCl$ — по Н. А. Качинскому, обменный марганец в формальдоксиде и обменное железо с о-фенантролином; аморфные формы железа и алюминия в вытяжке Тамма (Новицкий и др., 2009). Для представления о физико-химических и химических свойствах почв поймы р. Амур, во-

влеченных в исследование, в табл. 1 приведены примеры.

Актиниды определяли методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН. Для определения валовых содержаний элементов для разложения исследуемых образцов и перевода их в раствор применяли метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF , HNO_3 , HClO_4 в отношении 2.5:1:0.5. Для извлечения подвижных форм элементов использован ацетатно-аммонийный буфер с pH 4.8. Анализ на широкий спектр элементов выполнен на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7700x (Agilent Technologies, Япония). Использование данного метода позволяет определять актиниды с точностью до 10^{-12} г/г, а требуемый динамический диапазон измерений может составлять 10^{-6} – 10^{-8} (Каменев и др., 1996). Подвижные формы определялись не во всех почвенных разрезах, поэтому их динамика во времени занимает более узкий хронологический период.

Возраст почв определяли радиоуглеродным методом в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” при Институте географии РАН. Из десяти отправленных образцов, датирующую фракцию углерода в необходимом количестве извлекли только в шести. Возраст остальных почв был определен условно за счет соотношения морфологических особенностей и топографии с почвами, чей возраст был установлен.

Минералогический состав фракции <25 мкм определяли в лаборатории минералогии и микроморфологии почв Почвенного института им. В.В. Докучаева. Выделение фракций ила (<1 мкм), тонкой пыли (1–5 мкм) и средней пыли (5–10 мкм) проводили по методике Н. И. Горбунова (1971). Ориентированные препараты фракций ила, тонкой и средней пыли исследованы рентгендифрактометрическим методом на аппаратуре фирмы Карл Цейсе Йенна (Германия). Управление съемкой велось программой Дифрактометр-Авто v. 2016. Расшифровка дифрактограмм произведена с помощью программы WinScaler. Рентгендифрактограммы получены для воздушно-сухих образцов, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при температуре 550 °C в течение 2 часов. Диагностика минералов проведена по общепринятым руководствам (Градусов, 1976). Полуколичественное содержание основных минеральных фаз во фракции менее 1 мкм определено по методике Biscay (1965). Полуколичественное содержание основных минеральных фаз во фракции 1–5 мкм и 5–10 мкм определено по методике Cook et al. (1975).

Статистическая обработка данных осуществлялась в программе Statistica v. 10. Программа Statistica при использовании непараметрической линейной

регрессии позволяет использовать только четыре переменных. Поэтому для выявления свойств почв, оказывающих наибольший вклад в содержание и распределение актинидов в почвах, предварительно были определены коэффициенты корреляции методом Спирмена. Использование непараметрической корреляции обусловлено ненормальным распределением многих переменных, вызванных значительным варьированием свойств по генетическим горизонтам.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Возраст почв

Самая молодая из исследованных почв — аллювиальная слоистая (разрез № 42) расположена в пределах бечевника и представляет собой морфологически однородную толщу, слабо измененную процессами почвообразования. Однородность толщи указывает на то, что почвообразующий субстрат для этой почвы был отложен единовременно мощным паводком. Последний крупный паводок на р. Амур, прошедший перед исследованиями, был в 1984 г. Поэтому возраст данной почвы на момент отбора пробы был 37 лет. Возраст аллювиальной серогумусовой почвы, сформированной на вершине самой высокой пойменной гряды в центре прирусловой поймы (разрез № 67), по результатам радиоуглеродного анализа составил 750 ± 80 лет, т. е. возраст почв прирусловой поймы не превышает 800 лет. Возраст почвы в пределах берегового вала (разрез № 43) датирован условно в 300 лет. Почва характеризуется хорошо выраженными генетическими горизонтами с мощным органо-аккумулятивным горизонтом, но в отличие от разреза № 67, она характеризуется песчаным гранулометрическим составом и отсутствием структурных отдельностей, указывающими на более молодой возраст.

В центральной пойме был определен возраст аллювиальной перегнойной почвы (разрез № 59), расположенной в болотистом понижении и аллювиальной серогумусовой почвы (разрез № 63), сформированной на высоком уступе возле пойменного озера. Возраст аллювиальной перегнойной почвы составил 1100 ± 100 лет. Поэтому рядом расположенная аллювиальная серогумусовая почва (разрез № 60), вследствие ее более высокого гипсометрического положения и потому более старшего возраста, условно датирована в 1200–1300 лет. Аналогично датирована возрастом 800–900 лет аллювиальная перегнойная почва (разрез № 64), сформированная возле уреза пойменного озера и, следовательно, моложе почвы из разреза № 63 возрастом 950 ± 90 лет.

Аллювиальная серогумусовая почва (разрез № 48) и аллювиальная перегнойно-глеевая почва (разрез № 66) расположены в пределах центральной поймы, и потому они старше почв прирусловой пой-

Таблица 1. Примеры физико-химических свойства аллювиальных почв поймы р. Амур

Тип почвы	Горизонт	pH _{KCl}	Ca ⁺² +Mg ⁺²		H ⁺ +Al ⁺³	C _{орг} , %	P ₂ O ₅	K ₂ O	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Глина, %
			Mг-экв/100 г										
			Mг/кг										
Разрез 42. Тип. Аллювиальная слоистая (условный возраст 37 лет)	W*	6.26	5.33	0.03	1.05	339.7	176.6	0.5	146	0.21	0.045	6	
	W—C	64.05	2.11	0.02	0.30	159.4	105.6	0.5	151	0.20	0.01	4	
	C	5.93	0.58	0.02	0.03	76.9	40.0	0.5	87	0.20	0.01	4	
Разрез 67. Тип. Аллювиальная серогумусовая (абсолютный возраст 750±80 лет)	AY	4.35	11.91	1.83	3.33	138.0	244.7	39.3	764	0.90	0.55	26	
	C	3.92	2.09	3.54	1.15	40.2	34.1	7.9	147	0.65	0.55	17	
	D	3.91	1.35	0.90	0.15	260.3	31.8	0.5	86	0.48	0.08	9	
	H	45.03	41.90	0.11	6.43	12.8	286.6	10.0	565	1.77	0.46	38	
Разрез 44. Тип. Аллювиальная перетной-но-глеевая (абсолютный возраст 2650±80 лет)	G1-1	4.49	16.15	0.11	1.12	65.2	249.0	31.9	2848	3.38	0.31	36	
	G1-2	3.85	9.82	0.48	0.65	22.2	223.1	63.3	3126	3.75	0.30	37	
	CG	3.18	8.12	2.35	0.60	173.1	226.2	78.0	2336	2.40	0.20	36	
Разрез 45. Тип. Брунзем остаточно-аллювиальный (условный возраст 3000 лет)	AY	3.91	11.21	1.02	3.76	21.3	185.2	94.4	552	0.88	0.53	27	
	BM1-1	3.38	4.97	4.98	0.35	8.9	44.7	15.4	345	1.02	0.50	24	
	BM1-2	3.50	8.13	1.90	0.21	67.1	47.6	9.7	388	1.05	0.31	22	
	C	3.88	11.64	0.46	0.24	225.6	53.4	8.9	520	0.94	0.29	25	

* W — гумусово-слаборазвитый горизонт; AY — дерновый горизонт; H — перегнойный горизонт; G — глеевый горизонт; BM — структурно-метаморфический горизонт; C — почвообразующий горизонт; D — подстилающий горизонт.

мы. Но морфологически они развиты слабее остальных почв на центральной пойме, поэтому они отнесены к возрастам 800–900 и 700–800 лет соответственно. Следовательно, возраст почв центральной поймы не превышает 1500 лет. Возраст бунезема остаточного-пойменного (разрез № 62), сформированного на стыке высокой части притеррасной поймы и террасо-увала составил 4050 ± 80 лет (табл. 1). Причину столь значительного разрыва в возрасте между почвами центральной поймы и притеррасной поймы можно объяснить редкими останцами в пределах центральной поймы (разрез № 45). На останцах сформированы почвы, которые по своим морфологическим признакам занимают промежуточное положение между аллювиальными почвами и бунеземами. Вероятно, в интервале от 4000 до 1500 лет на данном участке изменился характер аккумуляции, и река размывала часть изначальной поймы. Поэтому разрез № 45 условно датирован возрастом 3000 лет. Разрез № 37 геоморфологически сформирован в пределах поймы, но генетически к аллювиальным почвам не относится. Развитие в долине среднего течения р. Амур процессы солифлюкции привели к размытию уступа 1-й надпойменной тер-

расы, а продукты разрушения перекрыли часть поймы. Поэтому разрез № 37 сформирован из переотложенных аллювиальных отложений надпойменной террасы.

Уран

Для оценки содержания какого-либо элемента в почве необходимы эталонные значения, позволяющие сделать вывод о его рассеивании или аккумуляции. Чаще всего используют среднее содержание в почвах мира или в земной коре. Согласно работе Rudnick and Gao (2014) средняя концентрация U в верхней части земной коры составляет 2.7 мг/кг. По данным Kabata-Pendias (2011) среднее содержание U в незагрязненных почвах мира составляет около 3 мг/кг. Так как эти цифры близки, можно утверждать, что процессы выветривания и почвообразования слабо влияют на перераспределение U в зоне гипергенеза.

Сопоставляя среднее содержание U в почвах мира с его содержанием в аллювиальной слоистой почве (U – 1.1 мг/кг), являющейся точкой отсчета на временной шкале в эволюции аллювиальных почв, видно, что на начальной стадии формирова-

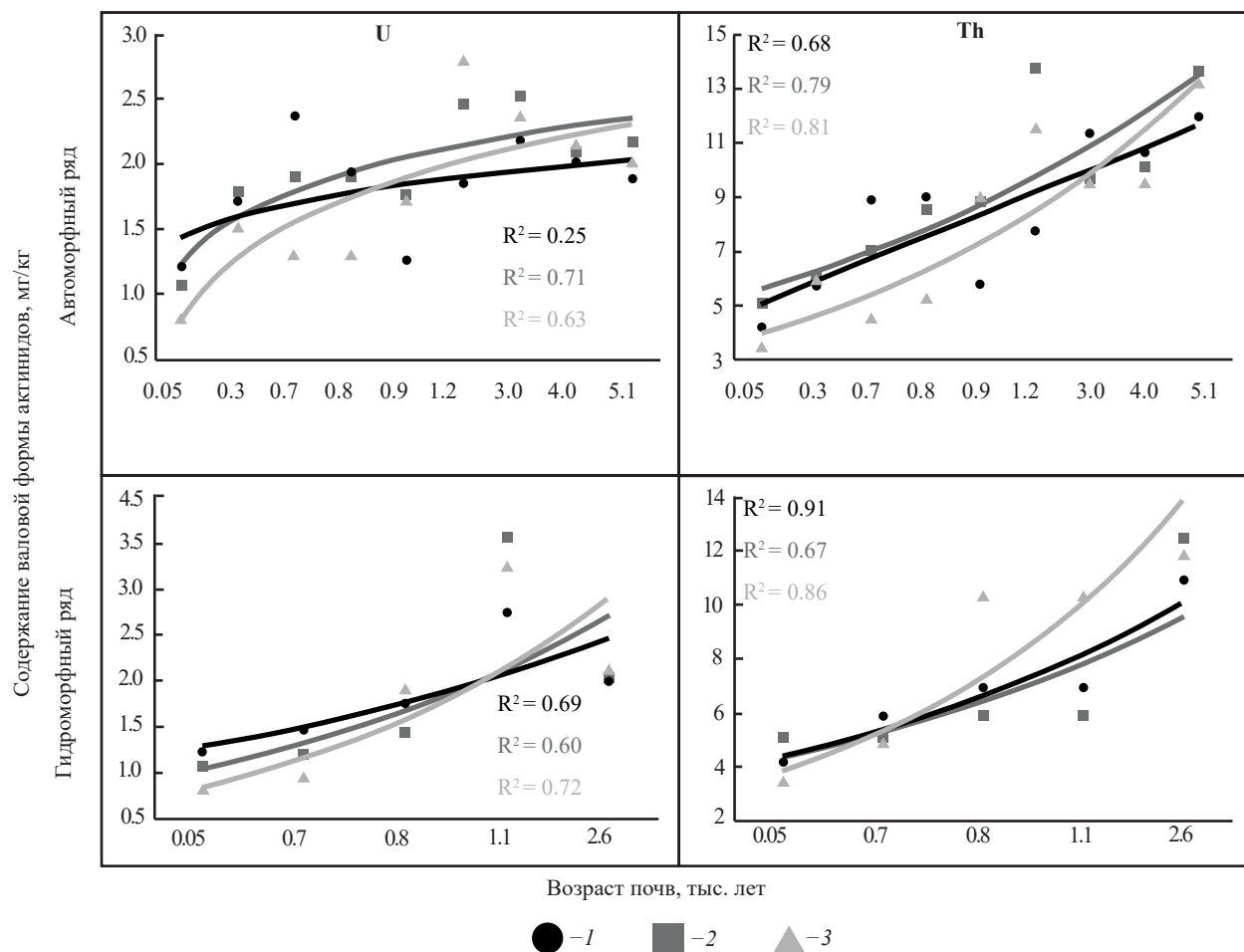


Рис. 2. Динамика содержания и распределения валовой формы актинидов в хронопоследовательности аллювиальных почв поймы среднего течения р. Амур: 1 – гумусово-аккумулятивные горизонты в АПХ и перегнойные горизонты в ГПХ; 2 – почвообразующие горизонты в АПХ и глеевые в ГПХ; 3 – подстилающие горизонты в АПХ и почвообразующие в ГПХ.

ния аллювиальные почвы поймы р. Амур обеднены ураном (рис. 2). И это довольно странно, так как в пресноводных экосистемах в кислородных условиях U преимущественно находится в состоянии $U(VI)$, либо в комплексе с лигандами или же присутствует в виде водного шестивалентного иона уранила (UO_2^{+2}). Катион $U(VI)$ в водном растворе хорошо адсорбируется оксидами железа и глинистыми минералами (Cardenas et al., 2010; Singer et al., 2012). В свою очередь уранил способен активно взаимодействовать с твердыми фазами, содержащимися в речной системе, такими как взвешенные твердые вещества, отложения и различные минералы. В результате аллювиальные и пойменные отложения часто характеризуются повышенным содержанием урана. Хотя в целом данная закономерность зависит от геологического строения территории, которую дренирует река. Уран содержится преимущественно в кислых, ультрокислых и некоторых метаморфических горных породах с высоким содержанием кремнезема (Taboada et al., 2006) и, вероятно, территория, которую дренирует Амур, сложена породами с низким содержанием урана. Вторая причина низкого содержания урана в аллювии — расположения участка исследования. Он находится в пределах среднего течения, на значительном удалении от горных массивов, и, как следствие, пойма частично состоит из переотложенного аллювия, уже не раз подвергшегося гидрогенному выветриванию, обедненного элементами. В качестве фактора, лимитирующего содержание U в слоистых почвах, также может выступать их песчаный гранулометрический состав, обуславливающий низкую поглотительную емкость. По данным Сорокиной (2011) в тяжелой по гранулометрическому составу, коллоидной фракции донных отложений р. Амур содержание U в среднем составляет 2.7 мг/кг.

По мере “взросления” почв содержание U в аллювиальных почвах возрастает. В АПХ, возраст которой составил 5100 лет, содержание урана увеличивается до 2.1 мг/кг, т. е. в два раза. В ГПХ охватывается меньший промежуток времени (2600 лет), но содержание актинидов на конечном временном отрезке при этом сопоставимо — 2.1 мг/кг, при пиковых значениях до 3.5 мг/кг. (рис. 2). График динамики U в АПХ показывает максимальные R при логарифмическом распределении, т. е. U активно накапливается в первые сотни лет почвенной эволюции, пока в пойме интразональные процессы преобладают над зональными. В ГПХ динамика U имеет экспоненциальный характер, показывая постепенное накопление урана во времени, обуславливаемое регулярным подтоплением паводковыми и грунтовыми водами и склоновыми процессами. Функциональная зависимость содержания U от времени в АПХ характеризуется низкой аппроксимацией в органических горизонтах, средней в подстилающих горизонтах и высокой в почвообразующих горизонтах.

В ГПХ все горизонты обладают сопоставимой достоверностью.

Поведение U во временном ряду аллювиальных почв показывает, что основной его источник — это аллохтонное вещество, основным фактором накопления является — сорбционный потенциал почв, а распределение по профилю обусловлено окислительно-восстановительными процессами. В своей работе Noël et al. (2019) показали, что колебания окислительно-восстановительных условий, постоянно наблюдаемые в гидроморфных почвах и периодически развивающиеся в автоморфных почвах прирусловой поймы, способствуют накоплению U в виде уранинита.

Распределение U по почвенному профилю показывает, что в начале хронопоследовательности он тяготеет к гумусово-аккумулятивному горизонту, но чем старше почва, тем сильнее сменяется акцент его аккумуляции в почвообразующие и даже подстилающие горизонты. Данную зависимость можно увязать с поглотительной способностью почв. На начальной стадии эволюции она в большей степени зависит от органического вещества, т. к. первичные минералы еще не выветрились и исследуемые почвы прирусловой поймы характеризуются преимущественно песчаным и супесчаным гранулометрическим составом. Органическое вещество почв, в зависимости от своего состава, может являться непосредственными поглотителями радиоактивных элементов, способно модифицировать поглотительные свойства иных сорбентов, или же образует с U подвижные соединения, способствуя его мобилизации. В присутствии фульвокислот сорбция радионуклида глинистыми компонентами почв полностью подавляется (Корнилович и др., 2001). С гуминовыми кислотами U , в зависимости от pH среды, способен создавать миграционно-активные гуматы уранила. И здесь четко прослеживается, что, если на начальных стадиях эволюции аллювиальных почв, в почвенном профиле преобладают фульвокислоты, генерируемые пионерными растениями, то в почвах высокой поймы состав гумусово-аккумулятивного горизонта уже преимущественно гуминовый.

Процесс выщелачивания U из верхних горизонтов автоморфных почв, явление достаточно распространенное, и связано со способностью уранила образовывать водорастворимые комплексы в кислотно-окислительных условиях (Barnett et al., 2000). В свою очередь, в нижележащих горизонтах перенос U за пределы почвенного профиля может ограничиваться его сильной адсорбцией монтмориллонитовыми и каолинитовыми глинами и оксидами железа (Sachs, Bernhard, 2008; Zhirong, Shaoqi, 2010). Увеличение концентраций в нижележащих горизонтах также может быть связано с развитием восстановительной обстановки, при которой U иммобилизуется, выпадая в осадок (Liao et al., 2020). При

этом следует отметить, что иммобилизация U в восстановительной среде находится в тесной взаимосвязи с pH. В частности, при pH = 4 U восстанавливается за счет стабилизации окислительного состояния U(IV) с образованием U(OH)₄ и U(OH)₅ при Eh < +100 мВ, однако при pH = 8 для восстановления U(VI) требуется отрицательное Eh (Paranicolau et al., 2010).

По литературным данным доля водорасстворимого U варьирует от 1 до 8 %, обменно-сорбированного — от 2 до 41 % (Rachkova, et al., 2010). В исследуемых аллювиальных почвах содержание подвижных форм U варьирует в АПХ от 0.1 до 0.4 мг/кг, что составляет от 3 до 25 % от валовой формы (рис. 3, 4). В ГПХ содержание подвижных форм U также варьирует от 0.1 до 0.4 мг/кг или от 4 до 18 % от валовой формы. В распределении подвижной формы U во времени и по генетическим горизонтам выделяется ряд особенностей. В АПХ первые сотни лет, пока аллювиальные почвы находятся в пределах прирусловой поймы, содержание подвижной формы стабильно растет вслед за утяжелением гранулометрического состава и соотношение по генетическим горизонтам более или менее выровнено, с некоторым сни-

жением в гумусово-аккумулятивных. В почвах центральной поймы наблюдается резкое снижение подвижной формы во всех горизонтах и сильнее всего в гумусово-аккумулятивном. Увеличение подвижной фракции снова происходит только в брунземах, которые из-за развитых в исследуемом регионе процессов солифлюкции получают дополнительный материал для формирования почвенного профиля с вышерасположенных форм рельефа. В ГПХ наблюдается медленный стабильный рост среднего содержания подвижной фракции. Но если в 700-летней почве максимум наблюдается в подстиляющем горизонте, то в дальнейшем наблюдается увеличение и в почвообразующем, и в гумусово-аккумулятивном (рис. 3, 4).

Сведения о динамике подвижных форм урана подтверждают ряд приведенных выше предположений, сделанных на основе литературных данных. Уран в почвах АПХ иммобилизуется, так как увеличение содержания валовой формы с возрастом почв наблюдается и в АПХ, и в ГПХ, а рост подвижной формы происходит только в почвах, испытывающих постоянное поступление аллохтонного материала. Органическое вещество почв плохо закрепляет подвижную форму, особенно

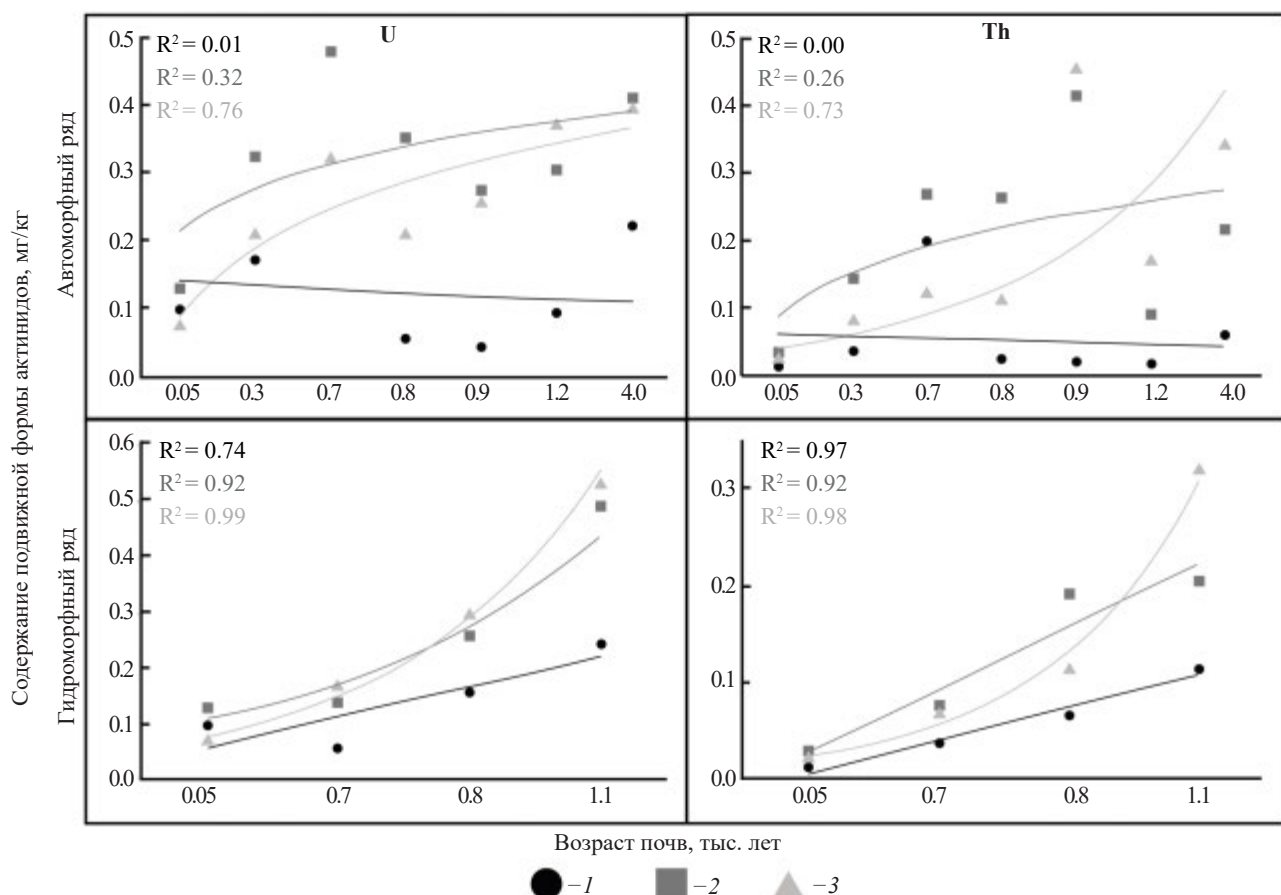


Рис. 3. Динамика содержания и распределения подвижной формы актинидов в хронопоследовательности аллювиальных почв поймы среднего течения р. Амур: 1 — гумусово-аккумулятивные горизонты в АПХ и перегнойные горизонты в ГПХ; 2 — почвообразующие горизонты в АПХ и глеевые в ГПХ; 3 — подстиляющие горизонты в АПХ и почвообразующие в ГПХ.

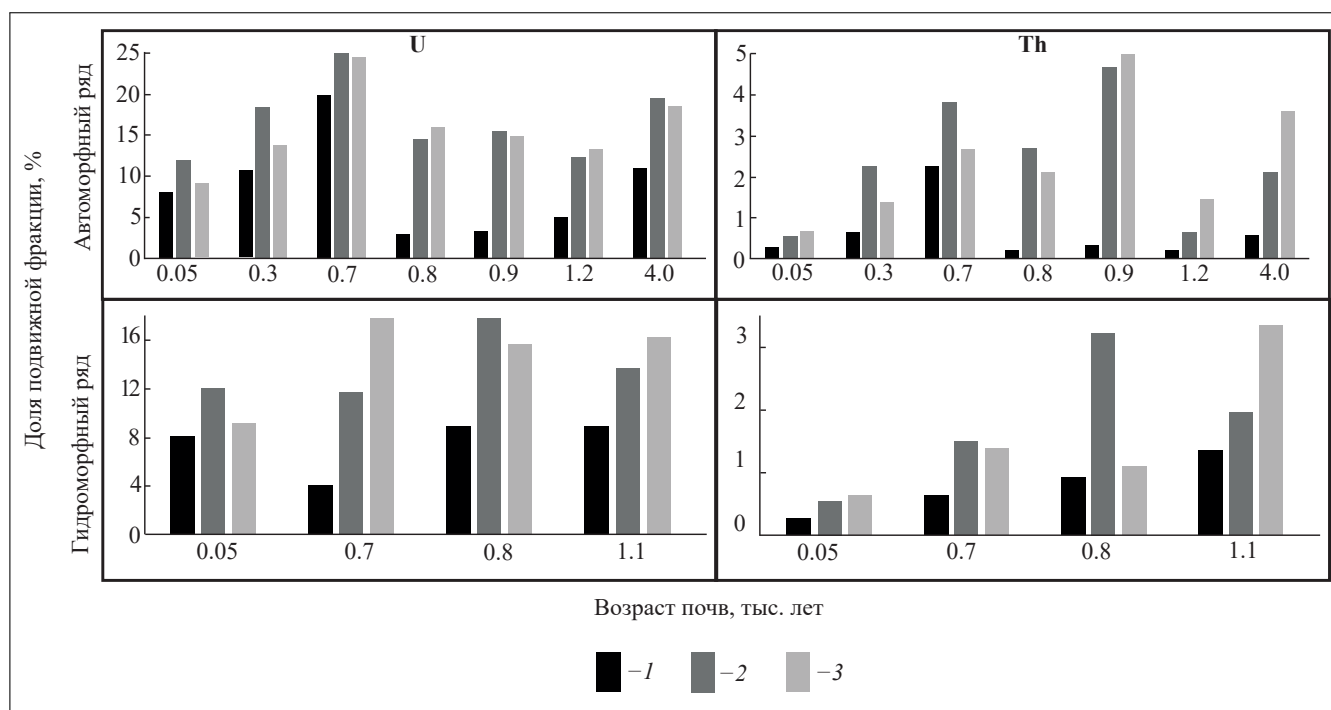


Рис. 4. Процентное содержание подвижной формы актинидов относительно валовой формы: 1 — гумусово-аккумулятивные горизонты в АПХ и перегнойные горизонты в ГПХ; 2 — почвообразующие горизонты в АПХ и глеевые в ГПХ; 3 — подстилающие горизонты в АПХ и почвообразующие в ГПХ.

в почвах среднего возраста, так как наиболее активно подвижная форма U накапливается в более тяжелых по гранулометрическому составу горизонтах. Также учитывая высокую мобильность подвижной формы U, в АПХ может наблюдаться его выщелачивание за пределы почвенного профиля.

Оценка взаимоотношений U с почвенными свойствами посредством регрессионных моделей (табл. 2) показала, что 50 % выборки в АПХ и 65 % в ГПХ описывается гранулометрическим составом, что подтверждает мнение о сильной сорбции U глинистыми минералами (Sachs, Bernhard, 2008; Zhirong, Shaoqi, 2010). Доминирующим значением в гранулометрическом составе обладают фракции >0.01 и 0.01–0.05 мм, что многократно упоминалось в литературе и хорошо отражено обзоре Rachkova et al. (2010). Дополнительным фактором в уравнении в АПХ выступает MnO, подтверждая имеющуюся в литературе информацию, согласно которой оксиды марганца оказывают преимущественное влияние на судьбу U. Оксиды марганца, в зависимости от своей валентности, способны служить сильнейшим сорбентом U (Ren et al., 2020), однако окислительно-восстановительный цикл Mn может привести к ремобилизации U. В бескислородных условиях Mn^{+2} ингибирует растворение UO_2 , а в окислительных Mn^{+3} растворяет его (Wang et al., 2014). Более того, Mn влияет на адсорбционные свойства оксидов железа по отношению к U (Zhang et al., 2021).

Интересные взаимоотношения показали регрессионные уравнения, характеризующие влияние ва-

лового элементного состава на U. Модели описывают более 70 % выборки и в АПХ, и в ГПХ, и первоочередным составляющим в них служит MgO , а также Fe_2O_3 , K_2O и TiO_2 . Магний влияет на видообразование и сорбцию урана, поскольку конкурентное связывание Mg^{+2} с карбонат-ионами уменьшает количество доступных карбонатных соединений для связывания U (Goulet et al., 2015), и выявленная связь с валовой формой магния может быть коллинеарным отражением с обменной формой. Но аналогичными свойствами обладает и кальций, а он в уравнение не включен. Железо, из-за своей несовместимости с U, структурные связи с UO_2^{+2} не образует, но способно активно адсорбировать U на поверхности своих оксидов, оказывая влияние на поведение уранила в почве (Vodyanitskii, 2011; Zhang Y. et al., 2020). Поэтому кристаллизация оксида железа является основным механизмом поглощения U и контролирует его долгосрочное хранение в почве (Lee, Baik, 2009). А процесс растворения и восстановления железа активно влияет на миграцию и высвобождение U(VI), обуславливая процесс выщелачивания U из почвы (Tighe et al., 2005). В отношении титана есть данные, что рутил, который является наиболее распространенной формой титана в почве, проявляет высокую адсорбционную активность по отношению к водорастворимой форме урана (UO_2^{+2}) (Разворотнева, Маркович, 2012; Cornu et al., 1999).

Большой вопрос вызывает включение в уравнение K_2O . Здесь, вероятно, мы видим наследственные отношения, обусловленные минералогическим составом первичных минералов, из которых состоит

Таблица 2. Регрессионные уравнения, описывающие взаимоотношения между актиноидами и свойствами почв*

Тип взаимосвязи в модели	Автоморфный ряд	Гидроморфный ряд
Уран		
Валовая форма		
Физические и химические свойства	$0.82 + 0.53\text{LnClay} + 0.32\text{MnO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.53$)	$0.81 + 0.78\text{Clay}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.65$)
Гранулометрический состав	$1.16 + 0.52\text{LnF}^{**}_{0.01+0.005} + 0.18\text{LnF}_{<0.001}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.55$)	$0.79 + 0.57F_{<0.001} + 0.28F_{0.01-0.005}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.62$)
Валовый элементный состав	$0.85 + 0.51\text{MgO} + 0.44\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.27\text{K}_2\text{O}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.79$)	$-1.42 + 0.65\text{MgO} + 0.39\text{TiO}_2$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.71$)
Минералогический состав	$4.1 + 0.48\text{Amphiboles } F_{1-5} + 0.18\text{Kaolinite } F_{1-5} + 0.19\text{Hydromica } F_{<1} +$ $+ 0.19\text{Amphiboles } F_{5-10} - 0.18\text{Chlorite } F_{>10}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.86$)	
Подвижная форма		
Физические и химические свойства	$0.44 - 0.45\text{pH}^2 - 0.38\text{P}_2\text{O}_5 + 0.17\text{Clay}^2$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.57$)	$1.14 + 0.7\text{Clay} - 0.24\text{P}_2\text{O}_5$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.69$)
Валовый элементный состав	$-0.04 + 0.17\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.39\text{Fe}_2\text{O}_3 -$ $- 0.42\text{LnCaO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.68$)	$-0.53 + 0.79\text{Al}_2\text{O}_3$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.67$)
Торий		
Валовая форма		
Физические и химические свойства	$4.01 + 0.59\text{Clay} + 0.19\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.17\text{MnO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.55$)	$5.23 + 0.7 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.51$)
Гранулометрический состав	$4.65 + 0.54F_{0.01-0.005} + 0.24F_{0.005-0.001}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.58$)	$3.98 + 0.67F_{0.01-0.005}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.46$)
Валовый элементный состав	$2.33 + 0.7\text{MgO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.52$)	$31.77 + 0.17\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.4\text{CaO} - 0.4\text{Si}_2\text{O}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.80$)
Подвижная форма		
Физические и химические свойства	$0.37 - 0.56\text{Ln pH} + 0.44\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.22\text{Clay}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.70$)	$8.82 + 0.47\text{LnAl}_2\text{O}_3 - 0.31\text{P}_2\text{O}_5 + 0.23\text{MnO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.62$)
Валовый элементный состав	$0.34 - 0.72\text{LnCaO}$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.55$)	$-0.33 + 0.76\text{Al}_2\text{O}_3$ ($R^2_{\text{adj}} = 0.60$)

* Все приведенные в таблице уравнения регрессии имеют $p < 0.05$; ** Фракция.

аллювий. Содержание урана в горных породах часто коррелирует с содержанием кремнезема (Külahs, Cisek, 2019). Калий и титан являются минералами полевых шпатов, относящихся к минералам силикатной группы. Магний — это элемент основных и ультраосновных пород, содержащих мало актиноидов. Вместе с тем в меланократовых минералах гранитоидов (биотит, роговая обманка и пироксены), в составе которых содержится довольно много магния, часто наблюдаются резко аномальные содержания урана (Смыслов, 1974). Учитывая данные о высоком содержании роговой обманки в исследуемых почвах, до 50 % во фракции 0.25–0.01 мм (Никольская, 1958), можно сделать предположение, что в основном U в аллювиальных почвах р. Амур попадает в ходе внутрисочвенного выветривания меланократовых минералов гранитоидов.

Регрессионное уравнение, характеризующее связи между ураном и минералогическим составом, свидетельствует в пользу предположения о наследственности взаимоотношений между U и валовым элементным составом и раскрывает некоторые нюансы этих отношений. Приоритетное значение в уравнении имеют амфиболы, к которым и относится роговая обманка. Каолинит и гидрослюда, также входящие в уравнение, в данном случае указывают на поглощательную способность почв, которая в аллювиальных почвах в значительной мере обусловлена глинистыми минералами. Следовательно, основным поставщиком U в аллювиальные почвы среднего течения р. Амур служат меланократовые минералы гранитоидов.

Для подвижных форм урана в регрессионных моделях сохраняется высокая значимость грануломет-

рического состава, как показателя сорбционной емкости почв, но дополнительными факторами являются реакция среды и подвижный фосфор. Сорбция U находится в значительной зависимости от диапазона pH и отличается от сорбции многих других катионных металлов. Максимальная адсорбция наблюдается при значениях pH от 6.2 до 7.4, что, вероятно, является результатом большего числа отрицательно заряженных участков связывания, имеющих на минеральных поверхностях из-за высвобождения протонов (ССМЕ, 2011). При pH = 8 и более начинает активно образовываться уранил-карбонат, что снижает сорбцию U (Crawford et al., 2017). При pH < 6 возникает сильная конкуренция между ионами H^+ и свободным ионом UO_2^{2+} , который преобладает в кислых почвах, что также снижает сорбцию (ССМЕ, 2011). Влияние фосфора на подвижность U в почве варьирует от степени содержания минерального фосфора в почве. В почвах с низким содержанием доступного фосфора усиливается синтез хелатообразующих соединений в зоне ризосферы, что опосредовано приводит к растворению уранилфосфатов и мобилизации U (Edayilam et al., 2020). В почвах с высокой концентрацией фосфора растворимость уранилфосфатов значительно снижается, в сравнении с сульфатными, карбонатными и гидроксидными соединениями, содержащими U (Mehta et al., 2016). Также наличие подвижного фосфора в уравнениях может опосредовано указывать на развитие восстановительных процессов, так как развитие глеевых процессов, для которых нужна восстановительная среда, приводит к накоплению подвижных форм фосфора в почвах (Мартинов, 2021). Развитие восстановительных условий приводит к преобразованию урана за счет изменения валентности с VI до IV, вследствие чего уран иммобилизуется (Cumberland et al., 2016).

Хорошая описательная способность уравнения, характеризующего зависимость между подвижной формой U и элементным составом, по своей сути коллинеарная. Основным сорбентом U в почве являются глинистые минералы, содержащие много алюминия, и оксиды железа. Наличие отрицательной связи с CaO, вероятно отражает связь U с pH, так как максимальное содержание кальция в исследуемых почвах отмечается в почвах с слабокислой или близкой к нейтральной реакцией среды почвенного раствора, при которой сорбция U почвенными компонентами максимальна.

Торий

По Rudnick and Gao (2014) средняя концентрация Th в верхней части земной коры составляет 10.5 мг/кг, среднее содержание Th в почвах мира по Kabata-Pendias (2011) составляет около 9.2 мг/кг, тогда как средне-профильное содержание в аллювиальной слоистой почве составляет 4 мг/кг, т. е. в два раза меньше. И если в отношении урана ожи-

далось содержание в слоистой почве больше, чем в среднем по миру, то в данной ситуации заниженное содержание оправдано. Торий, при континентальном выветривании, слабо подвижный элемент, что даже позволяет его использовать в качестве эталонного элемента для расчетов баланса массы (Taboada et al., 2006). Он характеризуется низкой растворимостью в природных водах и, в отсутствии комплексообразователей, при pH 3.5–5 находится в виде водных $(Th(OH)_2^{2+})$ и $Th(OH)_4$ соединений гидролиза (Niedert et al., 2018). В кислой среде, pH > 5, Th начинает образовывать прочные водные комплексы как с неорганическими лигандами (карбонатами, фторидами, фосфатами), так и активно поглощается коллоидными фракциями глинистых минералов и гуминовых кислот (Rachkova et al., 2010). Следовательно, при паводках торий способен осаждаться только при слабом течении, собственном медленно текущим протокам и притеррасным понижениям, и при pH воды выше 5. Данное предположение доказывает более высокое содержание Th в донных отложениях, в среднем 6.4 мг/кг по данным Сорокиной (2011), более тонких по своему гранулометрическому составу в сравнении со слоистой почвой.

В ходе дальнейшей эволюции аллювиальных почв содержание Th за 5000 лет увеличивается до 10 мг/кг в АПХ и до 12 мг/кг за 2600 лет в ГПХ. Графики динамики Th в АПХ и ГПХ показывают максимальные R во всех генетических горизонтах при экспоненциальном распределении (рис. 2). В ГПХ это ожидаемо, так как почвы испытывают постоянное поступление аллохтонного вещества, причем преимущественно в коллоидной форме, с паводковыми и грунтовыми водами. В АПХ же идет активное накопление Th даже после выхода поймы из зоны затопления. В своих работах Makarov (2023) и Asylbaev et al. (2017) указывают, что торий активно попадает в почвы в результате атмосферного переноса. При этом содержание тория в верхних горизонтах почвы обычно выше, чем в материнских породах. Возможно, в случае накопления тория в почвах высокой поймы, мы также наблюдаем поступление Th атмосферного происхождения за счет переноса, в соответствии с господствующей розой ветров, с территории Якутии зимой и Китая летом. Но накопления его в верхних горизонтах при этом не происходит. Аллювиальные почвы р. Амур кислые по своей природе, а в таких почвах Th образует низкомолекулярные комплексы с фульво- и гуминовыми кислотами, которые легко перемещаются в почвенном профиле (Mortvedt et al., 1994). В дальнейшем эти комплексы иммобилизуются в минеральных горизонтах путем адсорбции оксидами и гидроксидами железа, глинистыми минералами и фосфатами (Taboada et al., 2006). Степень поглощения Th почвенными компонентами при этом может достигать 99 % (Rachkova et al., 2010).

Относительное содержание водорастворимых форм Th в почвах изменяется от 0.3 до 1.3 %, обменно-сорбированных — от 0.4 до 3.4 %, кислотно-растворимых — от 3.6 до 7.2 % (Rachkova, 2010). Эти литературные данные согласуются и с нашими исследованиями, по которым содержание обменно-сорбированных форм, извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным раствором, не превышает 5 % в АПХ и 3 % в ГПХ. Следует отметить, что в органических горизонтах подвижная фракция задерживается слабо и мигрирует вниз по профилю, и в большинстве случаев ее отношение к валовой фракции не превышает 1 % (рис. 4). Хорошо видно, что на начальных стадиях эволюции почв подвижные формы Th локализуются преимущественно в почвообразующем горизонте, но с течением времени акцент смещается на подстилающие. На основе данных из работы Taboada et al. (2006) можно сделать предположение, что увеличение концентрации Th в подстилающих горизонтах является результатом гипергенного обогащения за счет вторичного растворения органических и минеральных комплексов Th в почвообразующих горизонтах атмосферными осадками и грунтовыми водами, с последующей миграцией и сорбцией в более глубоких горизонтах. В целом, за анализируемый период эволюции аллювиальных почв и в АПХ, и в ГПХ содержание подвижной фракции увеличилось с 0.02 до 0.2 мг/кг.

Регрессионные уравнения показывают, что геохимия Th в исследуемых почвах во многом похожа на поведение U. Данный факт не раз отражался в научной литературе, хоть и считается что U более подвижен (Taboada et al., 2006; Чевычелов, Собакин, 2020). В АПХ 55 % выборки описывается совокупным вкладом глинистых частиц, оксидов железа и марганца, а в ГПХ 51 % — оксидами железа. Профильное распределение тория и глинистых частиц часто согласуются, так как он эффективно поглощается тонкодисперсными фракциями глинистых минералов и гуминовой кислоты (Rachkova et al., 2010). Эти данные подтверждаются регрессионными уравнениями, характеризующими вклад фракций гранулометрического состава в распределение актинидов (табл. 2). В АПХ 58 % выборки описывается совокупным вкладом фракций тонкой и средней пыли, а в ГПХ — 46 % приходится на среднюю пыль. Заниженное значение фракций ила обусловлено ее слабым присутствием в исследуемых почвах.

Присутствие оксидов железа в уравнениях связано с их обогащением радионуклидами. Есть много сведений, что снижение содержания тория в почвах связано именно с переносом коллоидных частиц и солубилизацией железистых соединений (Yeager et al., 2002). Глеевые процессы сопровождаются активным растворением гидрооксидов железа с параллельным формированием солей двухвалентного железа (преимущественно карбонатов и бикарбонатов)

и органоминеральных комплексов двух- и трехвалентного железа (Зайдельман, 2009). Торий при низких значениях pH, характерных для исследуемых почв, способен растворяться и связываться с органическими веществами за счет комплексообразования и адсорбции растворимыми органическими кислотами или коллоидными гуминовыми и фульвокислотами, а также может образовывать прочные водные комплексы с неорганическими лигандами, такими как растворенный карбонат, фторид, фосфат, хлорид, нитрат (Nieder et al., 2018; Taboada, 2006). Данных по сорбции Th оксидами марганца мало, но они тоже относятся к перспективным адсорбентам (Nieder et al., 2018).

Модели, учитывающие влияние валового микроэлементного состава на содержание Th в АПХ, как и в случае с ураном, не характеризуют влияние почвообразующих процессов, а являются наследием исходного минералогического состава аллювия. В модели, описывающей 50 % выборки, участвует одна переменная — оксид магния, показывающий что торий в исследуемых почвах также преимущественно находится в составе темноцветных минералов. В ГПХ участие оксида Al_2O_3 подчеркивает, что Th как сильно сорбирующийся актинид обладает высокой реакционной способностью с минеральными поверхностями глинистых минералов (Degueldre, Kline, 2007). Отрицательное влияние CaO и Si_2O , чье содержание уменьшается при развитии глеевого процесса, при одновременном увеличении содержания алюмосиликатов, доказывает этот факт. Ведущую роль в сорбции Th глинистыми минералами подчеркивает и минералогическая формула. Она описывает 90 % выборки, а в ее состав входят обладающие высокой поглотительной способностью глинистый минерал — каолинит и слюдоподобный минерал — хлорит.

Зависимость содержания подвижных форм от почвенных свойств достаточно хорошо описывается регрессионными уравнениями — 70 % в АПХ (реакция среды, аморфные формы железа, а также глинистые и илестые частицы) и 62 % в ГПХ (оксиды алюминия, подвижные фосфор и марганец). Данный набор почвенных свойств показывает, что в АПХ основным фактором мобилизации Th выступает реакция среды, а сорбентом выступают оксиды железа. В ГПХ на мобильность Th большое влияние оказывает окислительно-восстановительный потенциал, о чем говорит взаимосвязь с подвижными формами фосфора и марганца, а сорбируется он преимущественно на алюмосиликатных глинистых минералах. Эти предположения подтверждаются литературными данными о сильной сорбции Th оксидами железа и глинистыми минералами, его мобилизации при повышении кислотности и иммобилизации при развитии восстановительных условий (Rachkova et al., 2010; Yeager et al., 2002; Taboada et al., 2006).

Регрессионные модели, учитывающие взаимосвязь между подвижными формами актиноидов и валовыми формами микроэлементов, включают отрицательное влияние СаО в АПХ и положительное влияние Al_2O_3 в ГПХ. Следовательно, снижение содержания кальция в почвенном покрове повышает кислотность почв и способствует мобилизации Th, а повышение количества оксида алюминия, в значительной мере связанного с глинистыми минералами, увеличивает сорбционную емкость почв, способствуя увеличению доли подвижных форм Th.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе эволюции аллювиальных почв поймы среднего течения р. Амур от примитивных слоистых почв до остаточно-пойменных буроземов содержание актиноидов увеличивается. В автоморфном почвенном ряду за исследуемый промежуток времени содержание валовой формы урана увеличилось на 100 %, тория — на 150 %. В гидроморфном почвенном ряду — на 150 % и 200 % соответственно. Содержание подвижной формы у урана возросло в среднем на 300 %, у тория — на 900 %. Уран активно аккумулируется в период влияния поемных процессов, тогда как торий продолжает накапливаться даже после выхода аллювиальных почв из зоны затопления. В целом аккумуляция тория в исследуемых почвах протекает более активно, чем у урана. Основными факторами, определяющими распределение урана и тория в почвенном профиле, выступают глинистые минералы и оксиды железа, вследствие чего в гумусово-аккумулятивных горизонтах содержание актиноидов ниже, чем в минеральных горизонтах. Связи в регрессионных уравнениях между актиноидами с одной стороны и оксидами магния с амфиболами с другой показывают, что источником U и Th в аллювиальных почвах поймы р. Амур служат меланократовые минералы гранитоидов. Мобилизирующим фактором в автоморфных почвах является реакция среды почвенного раствора, в гидроморфных почвах дополнительно — развитие восстановительных условий.

Авторы выражают большую благодарность д.х.н. Новикову А. П. и анонимному рецензенту, а также научному редактору Д. В. Московченко за конструктивные замечания, которые помогли улучшить статью.

Источник финансирования: Министерство науки и высшего образования Российской Федерации по теме НИР № 122041800128-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бойнов А.И. (1984) Пойменные земли Сибири, Дальнего Востока и их сельскохозяйственное использование. Проблемы использования и охраны почв Сибири и Дальнего Востока (Под ред. Р.В. Ковалева). Новосибирск: Наука, 69–72.

Горбунов Н.И. (1971) Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Изд-во Наука, 175 с.

Градусов Б.П. (1976) Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Изд-во Наука, 128 с.

Каменев А.Г., Ефимов И.А., Чубинский-Надеждин И.В. (1996) Обнаружение следовых количеств актиноидов в пробах методом термоионизационной масс-спектрометрии. *Атомная энергия*. **80**(1), 43–47.

Корнилович Б.Ю., Пшинко Г.Н., Ковальчук И.А. (2001) Влияние фульвокислот на взаимодействие U(VI) с глинистыми компонентами почв. *Радиохимия*. **43**(5), 404–407.

Зайдельман Ф.Р. Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: Изд-во КДУ, 720 с.

Мартынов А.В. (2021) Подвижные формы фосфора в пойменных катенах реки Амур. *Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева*. **107**, 61–91.

Никольская В.В. Физико-географические исследования в бассейне верхнего и среднего Амура в связи с работой по отысканию путей борьбы с наводнениями на Зейско-Буреинской равнине. Зейско-Буреинская равнина (Под ред. Г.Д. Рихтер). М.: АН СССР, 85–133.

Новицкий М.В., Донских Д.В., Чернов И.Н. (2009) Лабораторно-практические занятия по почвоведению. Санкт-Петербург: Проспект Науки, 2009. 320 с.

Ознобихин В.И., Синельников Э.П., Рыбачук Н.А. (1994) *Классификация и агропроизводственные группировки почв Приморского края*. Владивосток. ДВО РАН, 93 с.

Павлова Л.М., Радомская В.И., Юсупов Д.В. (2015) Высокотоксичные элементы в почвенном покрове на территории г. Благовещенска. *Экология и промышленность России*. **19**(5), 50–55.

Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Сергеева А.Г., Воропаева Е.Н. (2017) Использование многомерного статистического анализа для исследования эколого-геохимических свойств почв г. Благовещенска. *Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки*. **159**(4), 602–617.

Разворотнева Л.И., Маркович Т.И. (2012) Физико-химические особенности аккумуляции уранил-иона на рутиле. *Вестник ОНЗ РАН*. **4**. NZ9001.

Смыслов А.А. (1974) Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.

Сорокина О.А., Зарубина Н.В. (2011) Химический состав донных отложений среднего течения р. Амур. *Тихоокеанская геология*. **30**(5), 105–113.

Чевычелов А.П., Собакин П.И. (2020) Содержание и распределение естественных радионуклидов ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K в мерзлотных почвах Центральной Якутии. *Журнал Сибирского федерального университета. Биология*. **13**(1), 109–123.

- Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И. Герасимова М.И. (2004) Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 342 с.
- Asylbaev I.G., Khabirov I.K., Gabbasova I.M., Rafikov B.V., Lukmanov N.A. (2017) Geochemistry of thorium and uranium in soils of the southern Urals. *Eurasian Soil Sci.* **50**(12), 1406–1413.
- Baeza A., del Rio M., Jimenez A., Miro C., Paniagua J. (1995) Influence of geology and soil particle size on the surface area/volume activity ratio for natural radionuclides. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* **189**, 289–299.
- Barnett M.O., Jardine P.M., Brooks S.C., Selim H.M. (2000) Adsorption and transport of uranium (VI) in subsurface media. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **64**(3), 908–917.
- Bayley P.B. (1995). Understanding large river — floodplain ecosystems. *BioScience.* **45**(3), 153–158.
- Biscay P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**(7), 803–832.
- Cardenas E., Wu W.M., Leigh M.B., Carley J., Carroll S., Gentry T., Luo J., Watson D., Gu B., Ginder-Vogel M. (2010) Significant association between sulfate-reducing bacteria and uranium-reducing microbial communities as revealed by a combined massively parallel sequencing-indicator species approach. *Appl. Environ. Microbiol.* **76**(20), 6778–6786.
- Cornu S., Lucas Y., Lebon E., Ambrosi J.P., Luizão F., Rouiller J., Bonnay M., Neal C., (1999) Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma.* **91**(3), 281–295.
- CCME. (2011) Canadian water quality guidelines: uranium. scientific criteria document. Canadian council of ministers of the environment. Canada. Winnipeg: MB, 121 p.
- Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I. (1975) Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy laboratory, Deep Sea Drilling Projekt. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* **28**, 999–1007.
- Crawford S.E., Loftis S., Liber K. (2017) The role of sediment properties and solution pH in the adsorption of uranium(VI) to freshwater sediments. *Environmental Pollution.* **220** (Pt B), 873–881.
- Cui Q. Zhang Z., Beiyuan J., Cui Y., Chen L., Chen H., Fang L. (2023) A critical review of uranium in the soil-plant system: Distribution, bioavailability, toxicity, and bioremediation strategies. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* **53**(3), 340–365.
- Cumberland S.A., Douglas G., Grice K., Moreau J.W. (2016) Uranium mobility in organic matter-rich sediments: A review of geological and geochemical processes. *Earth Sci. Rev.* **159**(1–2), 160–185.
- Degueldre C., Kline A. (2007) Study of thorium association and surface precipitation on colloids. *Earth Planet. Sci. Lett.* **264**(1–2), 104–113.
- Edayilam N., Ferguson B., Montgomery D., Al Mamun A., Martinez N., Powell B.A., Tharayil N. (2020) Dissolution and vertical transport of uranium from stable mineral forms by plants as influenced by the cooccurrence of uranium with phosphorus. *Environ. Sci. Technol.* **54**(11), 6602–6609.
- Elles P., Lee S.Y. (2002) Radionuclide-contaminated soil: a mineralogical perspective for their remediation. In: *Soil mineralogy with environmental applications* (Eds. Dixon J.B., Schulze D.G.). Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, Inc., 737–763.
- Goulet R.R., Thompson P.A., Serben K.C., Eickhoff C.V. (2015) Impact of environmentally based chemical hardness on uranium speciation and toxicity in six aquatic species. *Environ. Toxicol. Chem.* **34**(3), 562–574.
- Graf M., Lair G.J., Zehetner F., Gerzabek M.H. (2007) Geochemical fractions of copper in soil chronosequences of selected European floodplains. *Environ Pollut.* **148**(3), 788–796.
- Huggett R.J. (1998) Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena.* **32**, 155–172.
- IUSS Working Group WRB. (2014) *World reference base for soil resources international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*. World Soil Resources Reports. № 106. FAO, Rome, 181 p.
- Kabata-Pendias A. (2011) *Trace elements in soils and plants*. Boca Raton: CRC Press, 534 с.
- Kawalko D., Jezierski P., Kabala C. (2021) Morphology and physicochemical properties of alluvial soils in riparian forests after river regulation. *Forests.* **12**(3), 329.
- Kulahc F., Çiçek S. (2019) On the determination of transportation, range and distribution characteristics of Uranium-238, Thorium-232 and Potassium-40: a critical review. *Environ. Earth Sci.* **78**(24), 1–29.
- Lee S.Y., Baik M.H. (2009) Uranium and other trace elements' distribution in Korean granite: implications for the influence of iron oxides on uranium migration. *Environ. Geochem. Health.* **31**(3), 413–420.
- Liao R., Shi Z., Chen Y., Wang X., (2020) Redox potential and uranium sorption onto sediments: kinetic and thermodynamic characteristics. *Chem. Ecol.* **36**(5), 475–485.
- Makarov V.N. (2023) Actinides Th and U in Atmospheric Particulate Matter in Yakutsk. *Geochem. Int.* **61**, 95–102.
- Manoj S., Thirumurugan M., Elango L. (2020) Determination of distribution coefficient of uranium from physical and chemical properties of soil. *Chemosphere.* **244**, 125411.
- Martín-García J.M., Manuel S-M.J.C., Víctor A., Gabriel D., Rafael D. (2016) Iron oxides and rare earth elements in the clay fractions of a soil chronosequence in southern Spain. *Eur. J. Soil Sci.* **67**(6), 749–762.
- Mehta V.S., Maillot F., Wang Z., Catalano J.G., Giammar D.E. (2016) Effect of reaction pathway on the extent and mechanism of Uranium (VI) immobilization with calcium and phosphate. *Environ. Sci. Technol.* **50**(6), 3128–3136.

- Mortvedt J.J. (1994) Plant and soil relationships of uranium and thorium decay series radionuclides — a review. *Environ Qual.* **23**, 643–650.
- Niederr R., Benbi D.K., Reichl F.X. (2018) Soil components and human health. Netherlands: Springer Nature, 907 p.
- Noël V., Boye K., Kukkadapu R.K., Li Q., Bargar J.R. (2019) Uranium storage mechanisms in wet-dry redox cycled sediments. *Water Res.* **152**(329), 251–263.
- Papanicolaou F., Antoniou S., Pashalidis I., (2010) Redox chemistry of sulphate and uranium in a phosphogypsum tailings dump. *J. Environ. Radioact.* **101**(8), 601–605.
- Patel K.S., Sharma S., Maity J.P., Martín-Ramos P., Fiket Z., Bhattacharya P., Zhu Y. (2023) Occurrence of uranium, thorium and rare earth elements in the environment: A review. *Front. Environ. Sci.* **10**, 1058053.
- Rachkova N.G., Shuktomova I.I., Taskaev A.I. (2010) The state of natural radionuclides of uranium, radium, and thorium in soils. *Eurasian Soil Sc.* **43**(6), 651–658.
- Ren Y.M., Bao H.L., Wu Q., Wang H.S., Gai T., Shao L., Wang S.F., Tang H., Li Y.R., Wang X.K. (2020) The physical chemistry of uranium (VI) immobilization on manganese oxides. *J. Hazard. Mater.* **391**, 122207.
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the Continental Crust. In *Treatise on Geochemistry* (Eds. Heinrich D. et al.). Amsterdam, Elsevier. 1–64.
- Sachs S., Bernhard G. (2008) Sorption of U(VI) onto an artificial humic substance-kaolinite associate. *Chemosphere.* **72**(10), 1441–1447.
- Sarthou M., Revel B., Villiers F., Alban C., Bonnot T., Gigarel O., Boisson A.-M., Ravanel S., Bourguignon J. (2020) Development of a metalloproteomic approach to analyse the response of Arabidopsis cells to uranium stress. *Metallomics.* **12**(8), 1302–1313.
- Singer D.M., Chatman S.M., Ilton E.S., Rosso K.M., Banfield J.F., Waychunas G.A. (2012) U(VI) sorption and reduction kinetics on the magnetite (111) surface. *Environ. Sci. Technol.* **46**(7), 3821–3830.
- Smedley P.L., Smith B., Abesser C., Lapworth D. (2006) Uranium Occurrence and Behavior in British Groundwater. *British Geological Survey Commissioned Report.* 50 p.
- Sorokina O.A., Zarubina N.V. (2013) The content of chemical elements in alluvial soils and bottom sediments of the Urkan River (the Amur River basin). *Eurasian Soil Sci.* **46**(6), 644–653.
- Taboada T., Cortizas A.M., García C., García-Rodeja E. (2006) Uranium and thorium in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. *Sci. Total Environ.* **356**(1–3), 192–206.
- Tighe M., Lockwood P., Wilson S. (2005) Adsorption of antimony(v) by floodplain soils, amorphous iron(III) hydroxide and humic acid. *J. Environ. Monit.* **7**(12), 1177–1185.
- Vodyanitskii Y.N. (2011) Chemical aspects of uranium behavior in soils: a review. *Eurasian Soil Sci.* **44**(8), 862–873.
- Walker L.R., Wardle D.A., Bardgett R.D., Clarkson B.D. (2010) The use of chronosequences in studies of ecological succession and soil development. *J. Ecology.* **98**(4), 725–736.
- Wang Z.M., Tebo B.M., Giammar D.E. (2014) Effects of Mn(II) on UO₂ dissolution under anoxic and oxic conditions. *Environ. Sci. Technol.* **48**(10), 5546–5554.
- Yeager K.M., Santschi P.H., Phillips J.D., Herbert B.E. (2002) Sources of alluvium in a coastal plain stream based on radionuclide signatures from the ²³⁸U and ²³²Th decay series. *Water Resour. Res.* **38**(11), 1242.
- Zhang G., Bai J., Zhao Q., Lu Q., Jia J., Wen X. (2016) Heavy metals in wetland soils along a wetland-forming chronosequence in the Yellow River Delta of China: Levels, sources and toxic risks. *Ecol. Indic.* **69**(9), 331–339.
- Zhang L.M., Chen Y., Xia Q.Y., Kemner K.M., Shen Y.H., O'Loughlin E.J., Pan Z.Z., Wang Q.H., Huang Y., Dong H.L., Boyanov M.I. (2021) Combined effects of Fe(III)-bearing clay minerals and organic ligands on U(VI) bioreduction and U(IV) speciation. *Environ. Sci. Technol.* **55**(9), 5929–5938.
- Zhang Y. Lv J., Dong X., Fang Q., Tan W., Wu X., Deng Q. (2020) Influence on Uranium(VI) migration in soil by iron and manganese salts of humic acid: Mechanism and behavior. *Environmental Pollution.* **256**, 113369.
- Zhirong L., Shaoqi Z. (2010) Effect of pH on the adsorption of uranyl ions by peat moss. *Adsorpt. Sci. Technol.* **28**(3), 243–251.

ACTINIDES IN THE SOIL CHRONOSEQUENCE OF THE AMUR RIVER FLOODPLAIN

© 2025 A. V. Martynov

*Institute of Geology and Nature Management Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,
Relochnyj lane, 1, Blagoveshchensk, 675000 Russia*

e-mail: lexxm@ascnet.ru

Received March 6, 2024

Revised June 5, 2024

Accepted September 13, 2024

For the first time in the Russian Far East, a study was conducted to assess the rate of accumulation of gross and mobile forms of actinides (U and Th) in a 5000-year-old soil chrono-sequence embedded within the floodplain of the middle reaches of the Amur River. The relationships between actinides and the properties of alluvial and residual alluvial soils are characterized using regression models. It was found that during the evolution of soils, the content of the gross form of actinides in soils of the automorphic series increased for U from 1 to 2 mg/kg, for Th from 4 to 10 mg/kg. In the soils of the hydromorphic series, over a shorter period of time (2600 years), the increase was from 1 to 3 mg/kg for U and from 4 to 12 mg/kg for Th. The content of the mobile U form in automorphic and hydromorphic soils increased on average from 0.1 to 0.4 mg/kg, for Th from 0.02 to 0.2 mg/kg. In automorphic soils, accumulation of U is observed while the flood regime is in effect, Th continues to accumulate even after the floodplain leaves the flood zone. In hydromorphic soils, the accumulation of actinides continues over the entire chronological range. The results obtained show that the main soil properties determining the accumulation of actinides in soils are the content of clay minerals and iron oxides. The intake of actinides into the soils of the Amur River floodplain is carried out mainly due to the weathering of melanocratic granitoid minerals in the composition of alluvium. The mobilization of actinides is influenced by pH in automorphic soils and Eh in hydromorphic soils.

Keywords: uranium, thorium, chronosequence, alluvial soils, Amur River, clay minerals, soil evolution

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
ПИ № ФС 77-83947 от 30 сентября 2022 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати	Дата выхода в свет	Формат 60 × 88 ¹ / ₈	Усл. печ. л.	Уч.-изд. л.
Тираж экз.		Зак.		Цена свободная

Учредитель: Российская академия наук,
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-039-24 ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал
 Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы
 Астрономический журнал
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря
 Биоорганическая химия
 Биофизика
 Биохимия
 Ботанический журнал
 Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук
 Вестник древней истории
 Вестник Российской академии наук
 Вестник российской сельскохозяйственной науки
 Водные ресурсы
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии
 Вопросы языкознания
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения. Серия А
 Высокомолекулярные соединения. Серия Б
 Высокомолекулярные соединения. Серия С
 Генетика
 Геология рудных месторождений
 Геомагнетизм и аэрономия
 Геоморфология и палеогеография
 Геотектоника
 Геохимия
 Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия
 Дифференциальные уравнения
 Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления
 Доклады Российской академии наук. Науки о жизни
 Доклады Российской академии наук. Науки о Земле
 Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки
 Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах
 Журнал аналитической химии
 Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики
 Журнал неорганической химии
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии
 Журнал органической химии
 Журнал прикладной химии
 Журнал физической химии
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии
 Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Записки Российского минералогического общества
 Зоологический журнал
 Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа
 Известия Российской академии наук. Механика твердого тела
 Известия Российской академии наук. Серия биологическая
 Известия Российской академии наук. Серия географическая
 Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка
 Известия Российской академии наук. Серия физическая
 Известия Российской академии наук. Теория и системы управления
 Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана
 Известия Российской академии наук. Энергетика
 Известия Русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ
 Коллоидный журнал
 Координационная химия
 Космические исследования
 Кристаллография
 Латинская Америка
 Лёд и Снег
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые
 Мембраны и мембранные технологии
 Металлы
 Микология и фитопатология
 Микробиология
 Микроэлектроника / Russian Microelectronics
 Молекулярная биология
 Нейрохимия
 Неорганические материалы
 Нефтехимия
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология
 Онтогенез
 Палеонтологический журнал
 Паразитология
 Петрология
 Письма в Астрономический журнал
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение
 Приборы и техника эксперимента
 Прикладная биохимия и микробиология
 Прикладная математика и механика
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации
 Программирование
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника
 Радиохимия
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российская история
 Российская сельскохозяйственная наука
 Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Современная Европа
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция
 США & Канада: экономика, политика, культура
 Теоретические основы химической технологии
 Теплофизика высоких температур
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли
 Физика и химия стекла
 Физика металлов и металловедение
 Физика плазмы
 Физикохимия поверхности и защита материалов
 Физиология растений
 Физиология человека
 Химическая физика
 Химия высоких энергий
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология
 Экономика и математические методы
 Электрохимия
 Энтомологическое обозрение
 Этнографическое обозрение
 Ядерная физика