

УДК 553.411

СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ЗОЛОТОМ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУХОЙ ЛОГ ПО ДАННЫМ U-Th-Pb-ИЗОТОПНОГО SHRIMP-ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

© 2011 г. М. А. Юдовская*, В. В. Дистлер*, Н. В. Родионов**, А. В. Мохов*, А. В. Антонов**, С. А. Сергеев**

* *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., д. 35.*

** *Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского МПР РФ 199106, Санкт-Петербург, В.О., Средний пр. д. 74.*

Поступила в редакцию 17.05.2010 г.

На основе новых изотопно-геохимических данных рассматривается проблема условий и возраста формирования золотого месторождения Сухой Лог. Методом вторичной ионной масс-спектрометрии на приборе SHRIMP-II выполнены U-Pb-изотопные исследования циркона и монацита из богатых руд и вмещающих черных сланцев месторождения Сухой Лог. Две отчетливо различающиеся генерации монацита выделены на основе данных оптической и сканирующей электронной микроскопии, катодолюминисценции и микрорентгеноспектрального анализа. Монацит I представлен черными непрозрачными порфиробластами с микровключениями минералов метаморфических сланцев и имеет текстурные признаки до- и синкинематического образования. Монацит II распространен исключительно в пределах рудной зоны. Он представлен практически лишенными включений прозрачными кристаллами или образует каймы в монаците I. Обе генерации характеризуются широко варьирующими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ). Порфиробластовый монацит I отличается низкими содержаниями Th (0.01–0.7 мас. % ThO₂) и U, тогда как прозрачный монацит II содержит до 4 мас. % ThO₂. Средневзвешенное значение U-Pb-изотопного возраста монацита I составляет 650 ± 8.1 млн. лет (СКВО = 1.6, n = 9) и может рассматриваться как возраст фазы метаморфизма или катагенеза. Значения U-Pb изотопного возраста синрудного монацита II попадают в интервал от 486 ± 18 до 439 ± 17 млн. лет.

В рудах месторождения распространен циркон нескольких возрастных популяций с возрастом от 0.5 до 2.6 млрд. лет. Большая часть детритового циркона имеет пористые каймы обрастания, сложенные цирконом и реже – ксенотимом и насыщенные включениями минералов сланцев. Пики ²⁰⁶Pb/²³⁸U изотопных датировок наиболее распространенных популяций изученного циркона составляют 570 и 630 млн. лет и отражают возраст его новообразованных метаморфогенных фаз. Дискордантные значения изотопного возраста указывают, что нарушение U-Th-Pb-изотопной системы в древних детритовых цирконах произошло около 470–440 млн. лет назад, что хорошо согласуется со значениями изотопного возраста монацита II, а также с Rb-Sr-датировкой по валовым пробам черных сланцев месторождения 447 ± 6 млн. лет.

Новые данные подтверждают наложенный характер золото-кварц-сульфидного оруденения месторождения. Черные сланцы хомолхинской свиты Бодайбинского синклинория были метаморфизованы в течение длительного периода времени с возрастом пиков метаморфизма и катагенеза около 570 и 650–630 млн.лет. Рудообразующий высокотемпературный процесс, возможно связанный с нескрытым гранитоидным массивом, проявился 450–440 млн. лет назад, что на 200 млн. лет позже событий зеленосланцевого метаморфизма. Герцинский гранитоидный магматизм (320–270 млн. лет) не оказал существенного воздействия на U-Th-Pb-изотопную систему в акцессорных минералах из руд месторождения и не мог быть основным источником рудообразующих флюидов.

ВВЕДЕНИЕ

Ленский золотоносный район – один из основных источников золота на территории России. Коренные месторождения Ленского золотоносного района залегают в терригенных толщах, время фор-

мирования которых охватывает промежуток от раннего протерозоя (палеопротерозоя, согласно новой стратиграфической шкале) до позднего рифея (неопротерозоя) и составляет около 1 млрд. лет. Состав пород меняется от тонкозернистых углеродистых карбонатных сланцев до гравелитов и отражает изменения очертаний огромного мелководного бассейна, существовавшего на этой территории в до-

Адрес для переписки: М.А. Юдовская. E-mail: maiya@igem.ru

кембрии. Наряду с гигантским месторождением Сухой Лог, приуроченным к известковисто-черносланцевому разрезу хомолхинской свиты верхнего рифея, на площади Байкало-Патомского нагорья установлено несколько десятков крупных и мелких золотых месторождений и рудопроявлений коренного золота, включая крупные месторождения с запасами до 100 т золота и более. Новые исходные параметры подсчета запасов с более низким бортовым содержанием привели к существенной переоценке запасов месторождения Сухой Лог, которые в настоящее время оцениваются в 2956 т золота и 1541 т серебра (Мигачев и др., 2008; "Коммерсантъ", № 38 от 11.03.2008 г.). В связи с этим особое значение приобретает определение параметров распределения платиновых металлов в новом контуре рудных залежей. Золото-кварцевый и золото-кварц-пиритовый типы минерализации преобладают в большинстве месторождений Бодайбинского района, но на месторождениях Вернинское и Первенец развит также золото-кварц-арсенопиритовый тип минерализации. Месторождения района различаются по типам основных рудоносных минеральных парагенезисов, литологическому составу, степени метаморфизма и возрасту вмещающих пород. Их размещение в пределах единой региональной структуры докембрия и сходство структурной позиции оруденения позволяют предположить единый источник рудного вещества для всех типов золотой минерализации.

Неоднократные проявления гранитоидного магматизма приурочены к периферийным частям Байкало-Патомского нагорья и с ними связаны ореолы регионально-контактового метаморфизма. Как ранее отмечалось исследователями, золотое оруденение этого района сконцентрировано преимущественно в менее метаморфизованных (в пределах зеленосланцевой фации) центральных частях структур второго и третьего порядка на удалении от гранитоидных массивов (Буряк, 1982; Ленский..., 1971; Шер, 1972; Докембрий..., 1995). Отсутствие видимых взаимоотношений с какими-либо интрузивными комплексами не позволяли до сих пор решить однозначно вопрос о возрасте золотой минерализации. Также противоречивыми оставались оценки взаимоотношений возраста метаморфизма и оруденения, что обусловлено наложением разновозрастных метаморфических событий и спорными соотношениями контактового и регионального метаморфизма (Докембрий..., 1995; Кузьмин и др., 2006). К настоящему времени для района имеется ряд надежных датировок гранитоидных комплексов (Неймарк и др., 1993), а также данные по строматолитам и микрофоссилиям, которые говорят в пользу позднерифейского времени образования ныгринской серии, вмещающей оруденение (Немеров, Станевич, 2001). Две основные гипотезы формирования золотых руд предполагают различные подходы к их поиску. Метаморфогенно-гидротермально-осадочная гипотеза (Буряк, 1964), согласно

которой возраст оруденения считается докембрийским, предполагает поиски древних палеобассейнов и стратиграфических интервалов с аномальным литогеохимическим фоном, свидетельствующим о проявлении гидротермально-осадочных процессов. Гипотеза постскладчатого формирования гидротермальной минерализации предполагает поиски благоприятных разрывно-складчатых геологических структур и глубинных аномалий, отражающих крупномасштабный эндогенный процесс. Кроме того, возрастные соотношения метаморфизма и оруденения освещают геологическую историю развития и являются ключевым вопросом в интерпретации генетического типа золотого оруденения этого района.

Принятые в России современные классификации рассматривают месторождение Сухой Лог как полигенное метаморфогенно-плутоногенное, связанное с процессами тектоно-магматической активизации (Рундквист, 1997; Крупные..., 2006). В то же время некоторые авторы рассматривают месторождения района как орогенные, что определяется скорее генерализованной интерпретацией региональной обстановки и не было подкреплено возрастными свидетельствами до недавнего времени (Шер, 1972; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005). Типичные орогенные золотые месторождения формируются после и во время процессов орогенеза и связаны с потоками так называемых орогенных флюидов (обычно водно-карбонатных) вдоль региональных разломов, которые также могут контролировать магматизм. Класс орогенных месторождений также включает мезотермальный тип, формирующийся из флюидов смешанного метаморфогенного и магматогенного происхождения (Бортников и др., 2005, 2007), что отражается в обогащении состава флюида солевыми компонентами, а также более высоких параметрах давления (до 3 кбар) и температуры (200–400°C). С. Меффре и др. и Р. Лардж и др. (Meffre *et al.*, 2008; Large *et al.*, 2007) предоставили обширную информацию по возрасту и изотопно-геохимическим характеристикам аксессуарных минералов (монацита и циркона) из вмещающих пород и руд месторождения. На основании данных по распределению золота в последовательно формировавшихся генерациях пирита авторы пришли к выводу о доминирующей роли синседиментационного и диагенетического процессов в накоплении золота и определили типизацию месторождения Сухой Лог (и, видимо, и других золотых месторождений Бодайбинского района) как седиментационного в пределах рифтогенной континентальной окраины.

В данной статье обосновывается постседиментационное и постметаморфическое происхождение минерализации месторождения Сухой Лог. Интерпретация соотношений возраста метаморфизма и оруденения основывается как на наших новых данных, так и на анализе имеющихся данных русских и иностранных геологов. Определен возраст генера-

ций аксессуарных минералов (монацита и циркона) методом вторично-ионной масс-спектрометрии с использованием инструмента SHRIMP-II. Эти генерации образовались последовательно и отражают два крупных события в истории месторождения, которые повлияли существенно на изотопно-геохимические характеристики этих минералов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе был использован геологический материал, по которому ранее были получены и опубликованы обширные минералогические, геохимические и изотопно-геохимические данные (Дистлер и др., 1996; Лаверов и др., 2000; Distler *et al.*, 2004; Distler, Yudovskaya, 2005; Лаверов и др., 2007). Большая часть образцов из керна скважин 112, SRK97-6, SRK97-8, SRK97-10, SRK97-2 была собрана авторами в течение полевых сезонов 1995–1997 гг. и дополнена новыми сборами из карьера и разведочных скважин месторождения Западное в 2004–2006 гг. В номерах проб и образцов первая цифра – номер скважины, вторая – глубина отбора образца от поверхности, м.

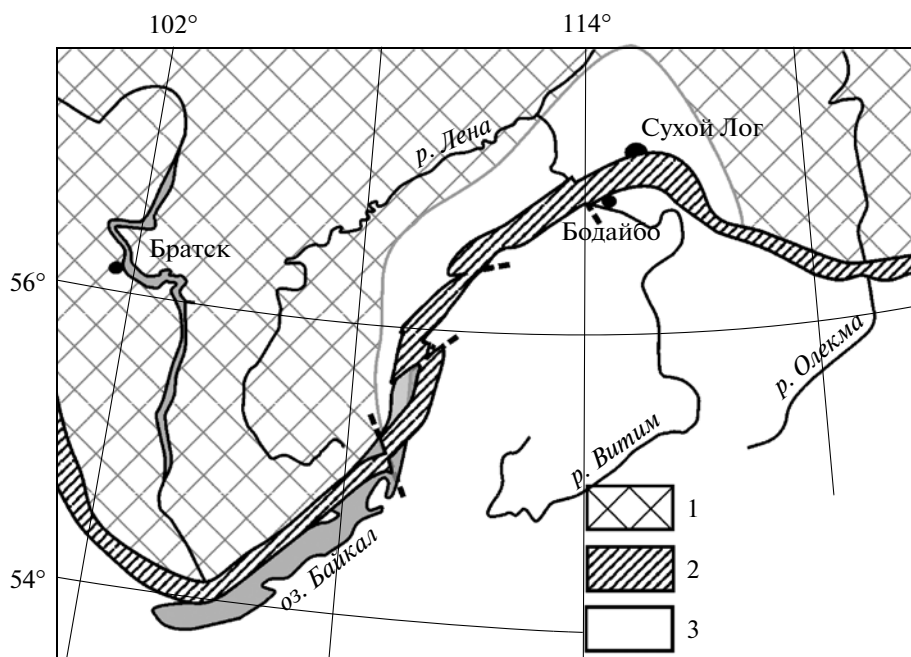
U-Th-Pb-анализы монацита и циркона были выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСГЕИ им. Карпинского по известным методикам (Williams, 1998; Ludwig, 2000_{1,2}; Stern, Verman, 2000). Зерна монацита и циркона, полученные при отмывке тяжелого шихта в бромформе, были смонтированы совместно со стандартами в шашки с эпоксидной смолой и отполированы на алмазном абразиве. После промывки с детергентом и деионизированной водой образец фотографировался в отраженном и проходящем свете на оптическом микроскопе. Далее, после повторной промывки с деионизированной водой, поверхность образца покрывалась 100 Å слоем 99.99% Au. Исследование внутренней структуры зерен проводилось на сканирующем электронном микроскопе с использованием датчика отраженных электронов и в катодолюминесценции. Полученные в результате SHRIMP-анализа данные включали концентрации U, Th и радиогенного Pb, а также значения изотопных отношений $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4.5 нА, диаметр анализируемого кратера – 25 мкм. Каждые шесть измерений завершались измерением стандартов: для монацита – монацита Томпсон Майн (Канада) с принятыми содержанием U = 2100 г/т и возрастом по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1767 \pm 0.3$ млн. лет (Giles, Nutman, 2002); для циркона – стандарта Темора с принятыми отношением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ равным 0.0665 и возрастом 416.7 ± 1.3 млн. лет (Black *et al.*, 2003). Полученные результаты обрабатывались с помощью программ “SQUID v1.12” и “ISOPLOT/Ex 3.22” (Ludwig, 2005_{1,2}), используя константы распада (Steiger, Jäger, 1977). Для введения поправки на не-

радиогенную составляющую свинца по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) использовалось измеренное отношение $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Химический состав минералов определен микрорентгеноспектральным методом (“Камебакс SX-100”, ГЕОХИ РАН). Измерения проводились при условиях: 20 кВ, 40–60 нА и диаметре пучка 1–2 мкм. Изучение морфологии и внутреннего строения зерен и минеральных сростаний проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) “Jeol-5610” с энергодисперсионным анализом в ИГЕМ РАН. Составы породообразующих окислов и рассеянных элементов в породах определены методами рентгенофлюоресцентного анализа и инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в ИГЕМ РАН.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ

Детальное описание геологического строения месторождения приведено в работах сибирских геологов, по данным геологоразведочных работ 70-х гг. (Попов, Лисий, 1974; Буряк, 1982; Коткин, 1984; Буряк, Хмелевская, 1997), но его краткая характеристика приведена с учетом и более современных данных (Distler *et al.*, 2004; Митрофанов, 2006; Вуд, Попов, 2006; Кряжев и др., 2009). Месторождение Сухой Лог расположено в пределах Бодайбинского синклинория, представляющего собой внутренний прогиб среди протерозойских складчатых структур Байкало-Патомской складчатой системы, которая в свою очередь является частью Саяно-Байкальской складчатой области (фиг. 1). Байкало-Патомская складчатая система отделена от Сибирской платформы Аkitкано-Джербинским глубинным разломом, но архейский фундамент платформы прослеживается в эту область на расстояние до 80–100 км, по данным бурения и геофизическим данным (Докембрий..., 1995). В пределах складчатой области архейский фундамент был переработан в течение раннепротерозойского этапа и был сформирован новый фундамент раннепротерозойского возраста, выступы которого обнажаются по северо-западной и восточной периферии области. Характерная черта осадконакопления на всей территории – неоднократное появление в его рифтогенном разрезе терригенных и карбонатных толщ, обогащенных и богатых органическим углеродом. Содержания органического вещества последовательно возрастают в ряду: карбонатные породы–песчаники–алевролиты–пелиты, в соответствии с общей закономерностью осадочной дифференциации (Ронов, 1993). Максимум накопления углеродистых и углеродсодержащих осадков соответствует средне- и позднерифейскому времени (неопротерозою). Такой характер седиментогенеза характерен и для соседних зон, развивавшихся в пределах тех же рифейских рифтовых струк-



Фиг. 1. Местоположение месторождения Сухой Лог.

1 – Сибирская платформа; 2 – базит-ультрабазитовый пояс; 3 – Байкальская складчатая область.

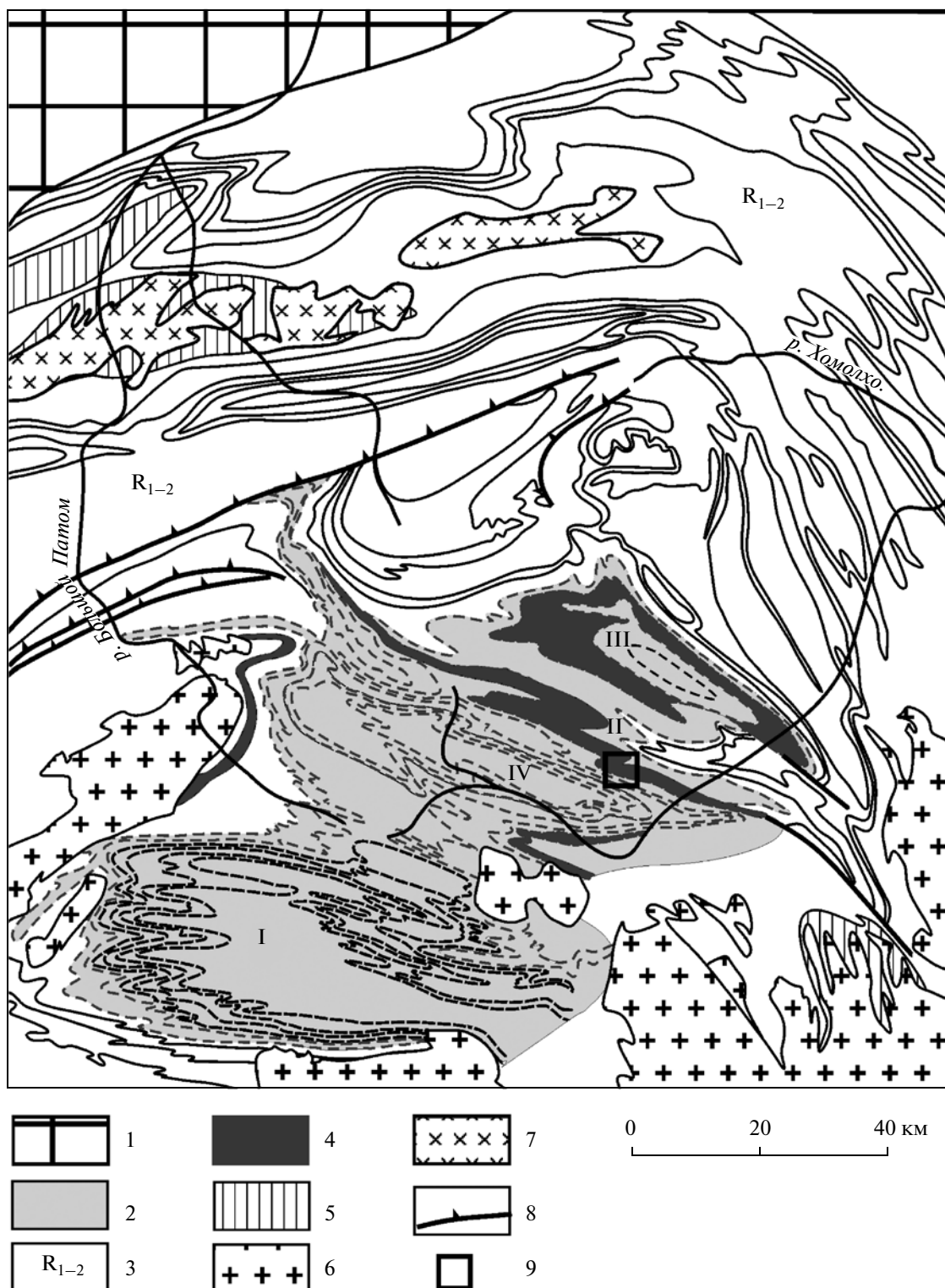
тур. Так, в пределах соседней Олоkitской складчатой зоны в верхнепротерозойских черносланцевых толщах локализовано гигантское Холоднинское полиметаллическое месторождение.

Внутреннее строение Бодайбинского синклинория представляет собой чередование синклиналей и антиклиналей субширотного простирания (фиг. 2), отличающихся глубиной погружения фундамента, и, как следствие этого, неодинаковой мощностью осадочных свит и различной морфологией складчатых структур. Надвиги Бодайбинского синклинория имеют преимущественно северо-западное простирание, согласное с направлением слоистости.

Месторождение приурочено к Сухоложской запрокинутой антиклинали, осложняющей более крупную Маракано-Тунгусскую синклинали в пределах Бодайбинского синклинория (фиг. 2). Складки Маракано-Тунгусской синклинали линейно вытянутые и достаточно крутые, до 50°; оба крыла синклинали осложнены дислокациями надвигового типа. Район месторождения сложен преимущественно терригенно-карбонатными породами средне-позднерифейского и вендского возраста. Вмещающие оруденение породы хомолхинской свиты и перекрывающие их породы имнянской свиты (фиг. 3) метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Магматические породы в районе месторождения представлены Константиновским гранитоидным массивом, расположенным в 6 км к югу от месторождения. Более крупный Джегдакарский гранитный массив, расположенный в 35 км на юго-восток, также относится к тому же среднепа-

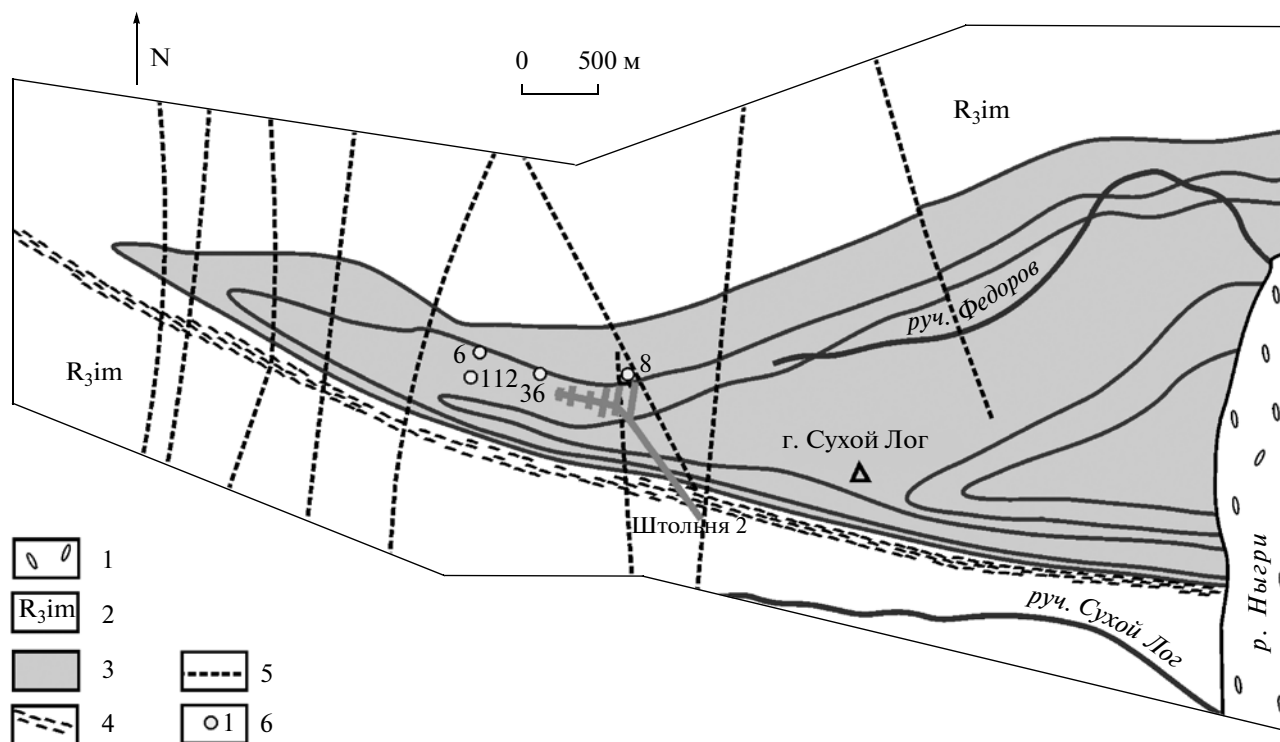
леозойскому конкундеро-мамаканскому комплексу. Интерпретация аномалий гравитационного поля в районе месторождения позволила выделить скрытый на глубине около 3 км так называемый Угаханский гранитный плутон, над периферической частью которого располагается месторождение Сухой Лог (Лишнеvский, Дистлер, 2004).

Месторождение Сухой Лог представляет собой пластообразную залежь северо-западного простирания. Наиболее крупным рудным телом является Сухоложское тело площадью около 4 км², сложенное прожилково-вкрапленными рудами, а также рудами золото-кварцевого малосульфидного типа, представленного кварцевыми жилами. Оруденение контролируется складчато-разрывными структурами и зонами рассланцевания, приуроченными к осевой части антиклинальной структуры. Складки второго и третьего порядка относительно главной антиклинали видны в стенках карьера и подземных выработок (фиг. 4). Флексурный характер золотоносных кварц-сульфидных прожилков с перемещением их со слоя на слой в слоистом разрезе (фиг. 4а, 4б), смещение более ранних складок вдоль зон рассланцевания и более поздних прожилков (фиг. 4а), пересечение субслоистых кварц-сульфидных прожилков более поздними кварц-сульфидными прожилками (фиг. 4в, 4г) и еще более поздними кварцевыми жилами, распределение сульфидов по осевому кливажу складок говорят о многостадийном характере деформаций и минерализации.



Фиг. 2. Геологическая карта района Байкало-Патомского нагорья (Ленский....., 1971; с изменениями).

1 – отложения чехла Сибирской платформы; 2 – средний–верхний рифей–венд (R_{2-3-V}); 3 – нижний–средний рифей (R_{1-2}); 4 – хомолхинская свита (R_{3hm}); 5 – нижний протерозой (PR_1); 6 – палеозойские граниты; 7 – протерозойские граниты; 8 – разломы; 9 – месторождение Сухой Лог. Складки второго порядка Бодайбинского синклиория: I – Бодайбинская синклираль, II – Маракано-Тунгусская синклираль, III – Хомолхо-Илигирская синклираль, IV – Кропоткинская антиклиналь.



Фиг. 3. Геологическая карта района месторождения Сухой Лог (по материалам Кропоткинской ГРП; с изменениями).
 1 – аллювиальные отложения (Q_{IV}); 2 – имняхская свита (R_{3im}); 3 – хомолхинская свита (R_{2-3hm}); 4 – надвиговая зона; 5 – разломы; 6 – скважины.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Исследователи района выделяют три этапа в истории развития месторождения (Буряк, 1982; Шер, 1972; Рундквист и др., 1992; Дистлер и др., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Рундквист, 1997; Лаверов и др., 2007; Large *et al.*, 2007; Meffre *et al.*, 2008; Гаврилов и Кряжев, 2008), при этом сторонники различных гипотез генезиса месторождения, соответственно, по-разному рассматривают значимость каждого этапа:

1. Первичный синдиagenетический или гидротермально-осадочный этап, в течение которого отлагаются известково-терригенные осадки, обогащенные органическим веществом и сульфидами.
2. Метаморфогенный этап в условиях зеленосланцевой фации.
3. Гидротермально-метасоматический, включающий золоторудную продуктивную стадию и стадию пострудных кварц-карбонатных прожилков.

На большей части площади месторождения рудовмещающие породы, как отмечалось выше, представлены осадочно-метаморфическими кварц-серицит-карбонат-углеродистыми сланцами, образованными в процессе регионального метаморфизма первичных осадочных пород в условиях серицитовой и местами серицит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации. Типичный минеральный состав

сланцев – кварц (30–35 об. %) и серицит (35–40 об. %), углеродистое вещество (до 5 мас. %, в среднем – 0.5–1 мас. %), содержания карбонатов резко изменчивы – от 5 до 30% объема породы. Второстепенные минералы: биотит, хлорит, рутил, гематит, турмалин, циркон, монацит. Полевые шпаты встречаются в виде зерен обломочного альбита в более грубозернистых породах.

Традиционно на месторождении выделялась рудная зона, приуроченная к ядерной части антиклинали и оконтуренная по распространению сульфидной минерализации и данным опробования, а также слабо минерализованные подрудная и надрудная зоны в лежащем и висячем крыльях антиклинали соответственно. Переоценка запасов расширила Главную рудную зону по бортовому содержанию 0.5 г/т вплоть до основания имняхской свиты (Мигачев и др., 2008) и привела к переводу бедной минерализации подрудной и надрудной зон в категорию руд и забалансовых руд. Тем не менее существенное отличие в интенсивности кварц-сульфидной минерализации позволяет выделять на месторождении внутреннюю рудную зону и внешнюю зону, объединяющую минерализованные участки в пределах висячего и лежащего крыльев. Сравнительная характеристика изменения состава исходных и минерализованных пород (табл. 1, фиг. 5) показывает, что внутренняя зона в целом характеризу-

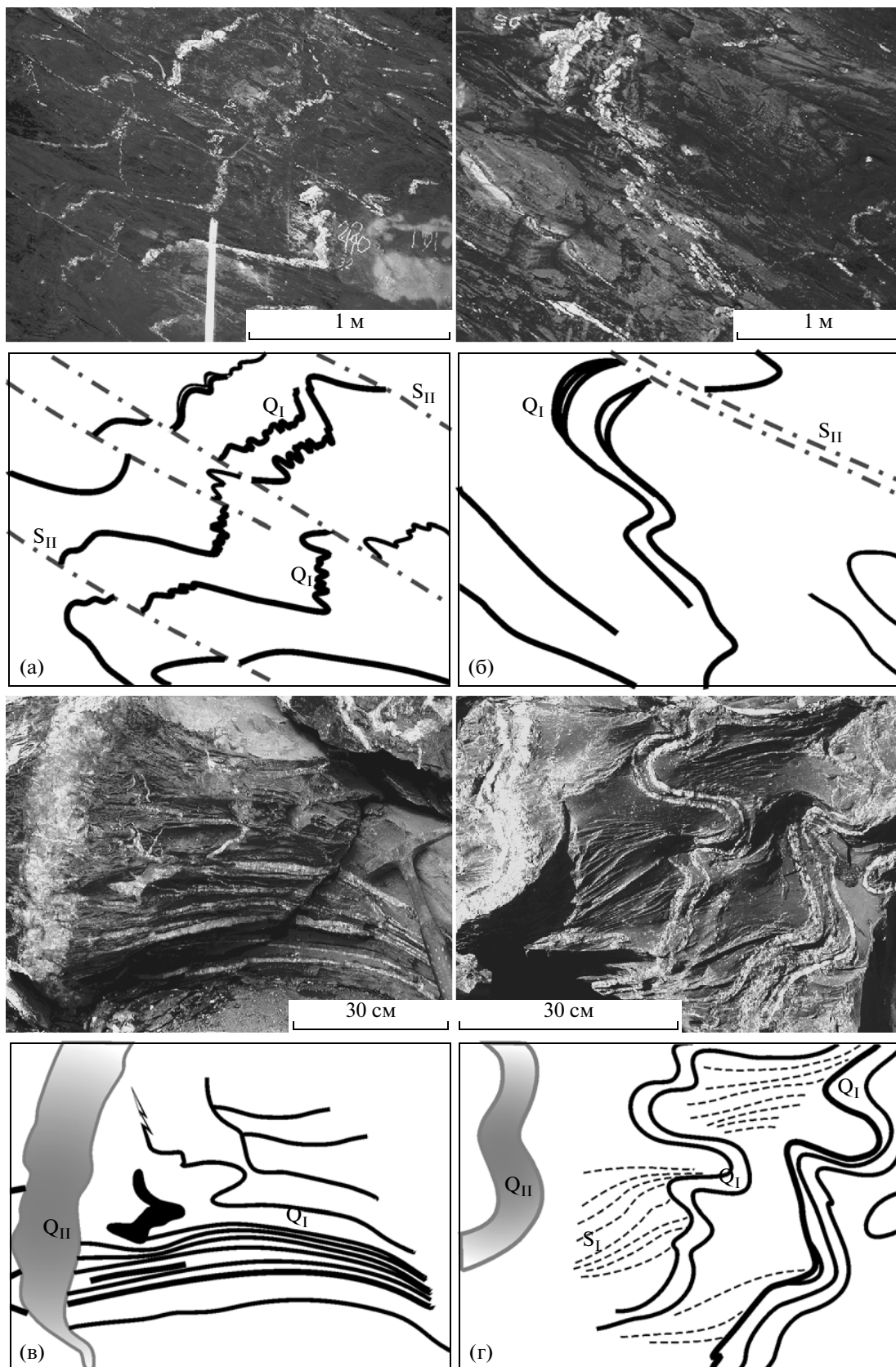


Таблица 1. Химический состав черных сланцев хомолхинской свиты Патомского нагорья, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65.78	62.93	55.70	51.56	66.98	63.70	57.20	59.70	62.97	62.50
TiO ₂	0.70	0.77	0.92	1.01	0.87	1.06	1.08	1.03	1.09	1.15
Al ₂ O ₃	12.30	13.14	18.49	18.28	19.99	22.2	16.46	16.32	17.38	17.60
Fe ₂ O ₃	3.03	5.51	2.02	4.48	4.065	4.76	1.85	1.81	2.62	6.20
FeO	2.65	3.52	2.94	3.19	—	—	4.67	5.61	4.03	—
MnO	0.08	0.05	0.04	0.12	0.06	0.05	0.11	0.14	0.06	0.05
MgO	2.21	1.61	3.41	2.66	1.39	1.74	3.13	3.75	2.69	2.22
CaO	0.42	1.02	0.35	1.18	0.82	0.63	1.3	1.76	0.42	0.40
Na ₂ O	0.54	2.25	1.03	0.89	2.24	1.19	1.82	1.90	1.79	1.83
K ₂ O	2.71	3.40	3.74	3.65	3.3	4.48	2.90	2.57	3.12	3.13
П.п.п.	9.35	6.15	11.17	12.90	—	—	7.91	—	3.77	4.80
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.15	0.16	0.11	0.08	0.12	—	—	0.12
S	—	0.10	1.36	6.68	0.17	0.12	1.45	—	—	—
C _{орг}	—	0.64	4.32	4.28	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—
Число ан.	1	1	2	2	1	1	90	15	15	80
Σ	99.87	100.40	99.96	100.08	100	100	98.62	94.59	99.94	100

Примечание. 1–4 – углеродистые сланцы с прожилково-вкрапленной минерализацией (Юдович, Кетрис, 1988); 5, 6 – углеродистые сланцы из рудной зоны (Русинов и др., 2008); 7–9 – минерализованные сланцы Сухого Лога из рудной (7), надрудной (8) и подрудной (9) зоны; 10 – неминерализованные хомолхинские сланцы (Буряк, Хмелевская, 1997). “—” – не определялось.

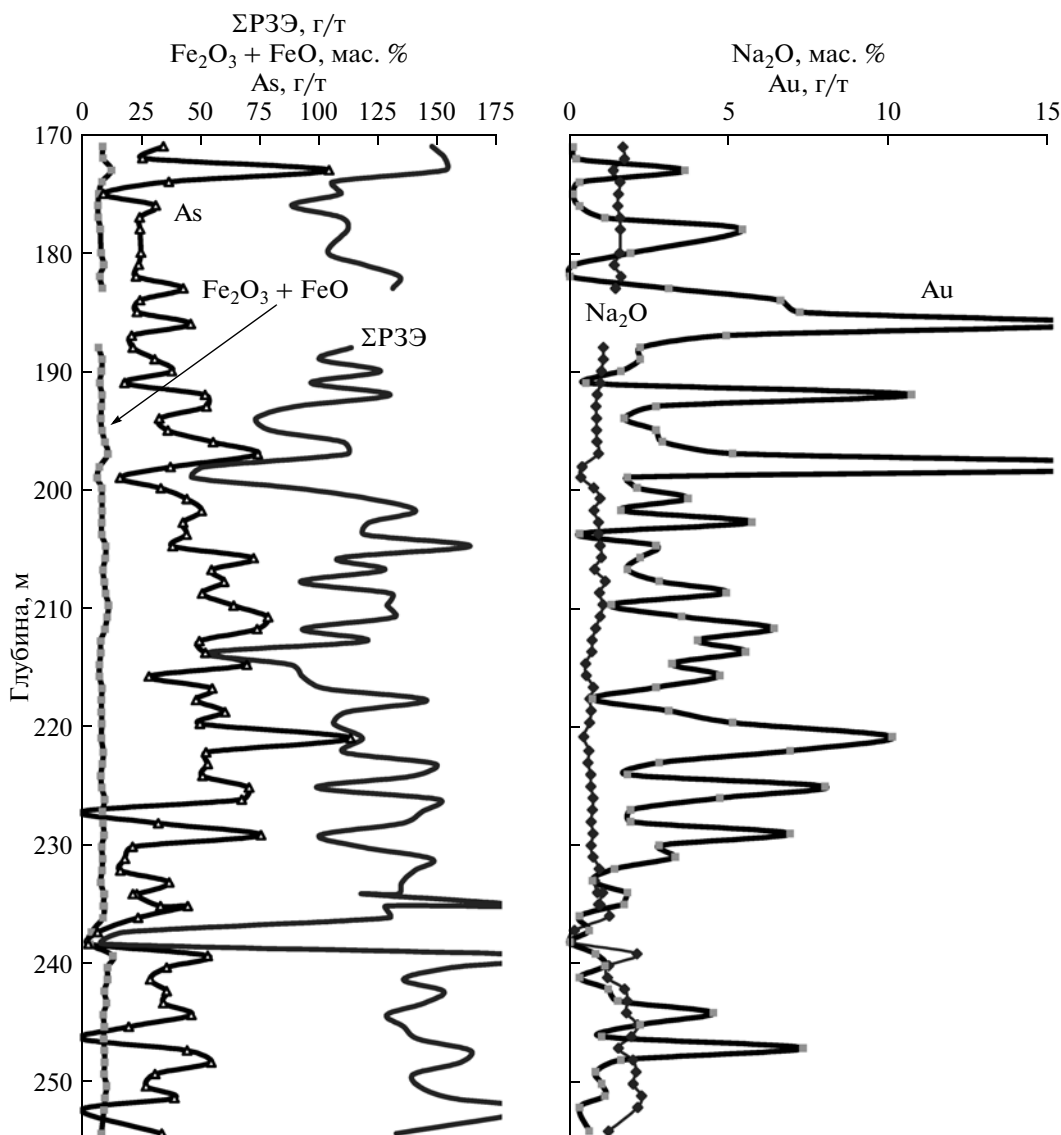
ется заметным уменьшением содержания SiO₂, несмотря на обилие кварц-карбонат-сульфидных прожилков и кварцевых жил. Наряду с этим, происходит увеличение концентрации MgO, CaO и закисного Fe. Последнее, как следует из данных по минеральным парагенезисам, отражает интенсивное развитие сульфидной минерализации, что снижает относительные доли всех остальных оксидов. Внутренняя и внешняя зоны отличаются по средним содержаниям суммы двух оксидов железа всего на 1–2 мас. %, но распределение их неравномерно (фиг. 4). Изменения в содержании закисного железа не коррелируют с существенным увеличением содержаний сульфидной S в пределах рудной зоны. Увеличение доли MgO и CaO в рудной зоне также не сопровождается соответствующим увеличением содержаний карбонатного углерода, который распределен достаточно равномерно по всему разрезу (в пределах 1.04–2.28 мас. %) и не показывает зонального распределения (Distler, Yudovskaya, 2005). Усредненные значения по метровым интервалам в

рудной зоне, видимо, не отражают локальных изменений минерального состава, которые происходят в виде перераспределения в интервалах размерами в несколько сантиметров.

По нашим данным, среднее содержание K₂O в рудной зоне составляет 3.1 мас.%, что выше, чем средние содержания этого оксида в безрудных хомолхинских сланцах и свидетельствует о привносе калия в зону рудоотложения (Distler *et al.*, 2004). Напротив, распределение содержаний Na₂O вдоль разреза по скважине SRK97-6 показывает отчетливое обеднение рудной зоны этим оксидом с симметричным увеличением его содержаний во внешней зоне (фиг. 5). Эти данные по обеднению минерализованных сланцев Na и обогащению K расходятся с данными (Буряк, Хмелевская, 1997), но согласуются с данными, приведенными в работе (Юдович, Кетрис, 1988). К такому же выводу пришли В.Л.Русинов и др. (2008), которые показали привнос K в рудную зону по подборке образцов из близкого разреза.

Фиг. 4. Характер структурного контроля и локализации оруденения.

а – сдвиги рудных прожилков (Q₁) вдоль плоскостей рассланцевания (S_{II}) в замке складки второго порядка относительной антиклинали Сухой Лог, северная стенка, орт 39, штольня 2; б – сдвиги и флексурные изгибы кварц-сульфидных прожилков (Q₁) вдоль плоскостей рассланцевания (S_{II}), северная стенка, орт 39, штольня 2; в – пересечение кварцевой жилой (Q_{II}) послойного штотверка мелких кварц-сульфидных прожилков (Q₁), карьер Западный, штупф; г – сечущие взаимоотношения серии тонких кварц-сульфидных прожилков (Q₁) и симметрично-зональной кварц-сульфидной жилки (Q_{II}), которая также сечет осевой кливаж мелких складок (S_I), карьер Западный, штупф.



Фиг. 5. Содержания Na_2O (мас. %), Fe_2O_3 общ (мас.%), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (г/т), As (г/т) и Au (г/т) по разрезу скважины SRK97-6.

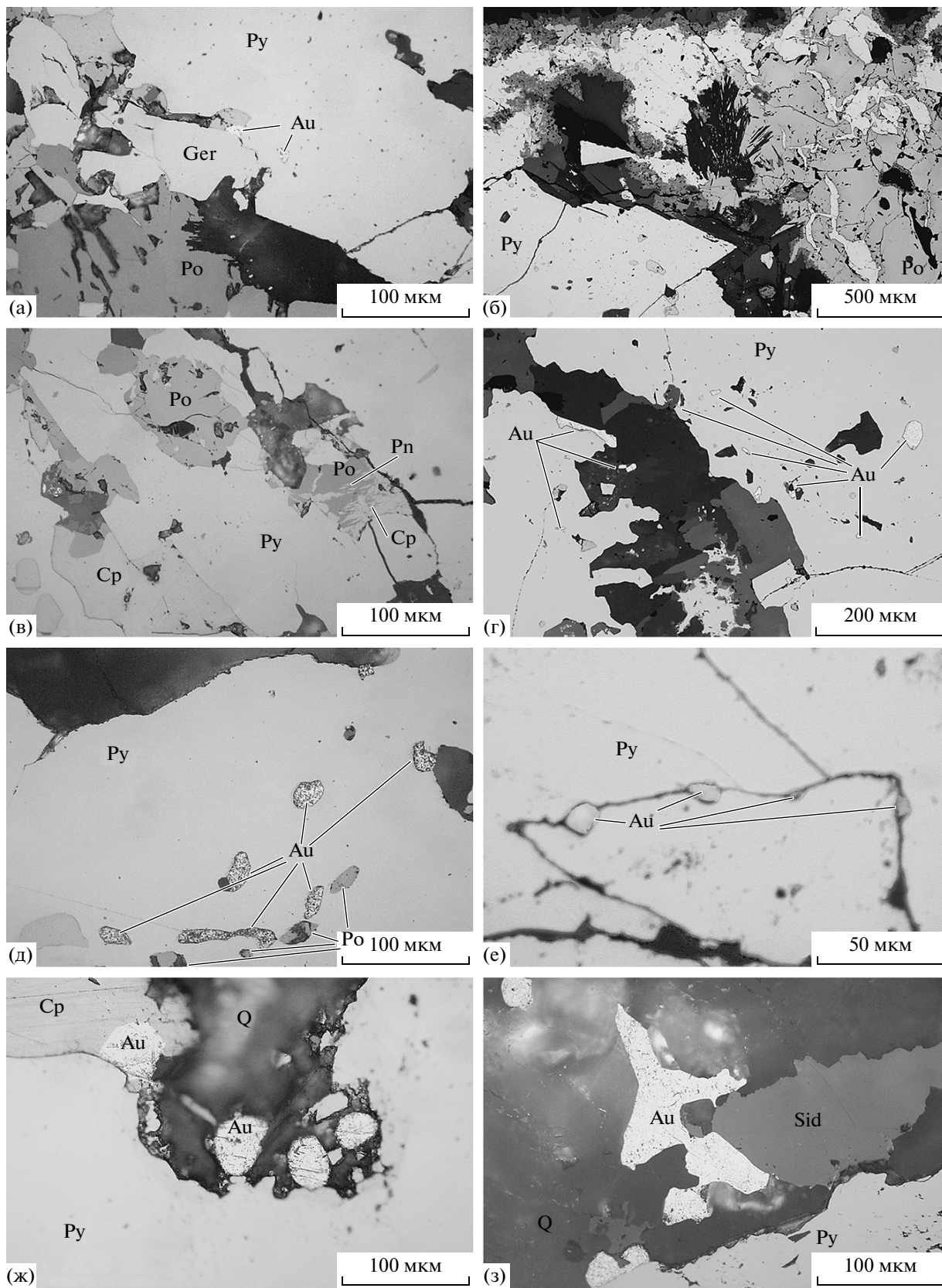
Распределение золота по разрезу крайне неравномерно (фиг. 5) и хорошо коррелирует с распределением As, которым явно обогащена внутренняя зона. Распределение суммы редкоземельных элементов (PЗЭ) также не зонально, но положительно коррелирует с содержаниями Au и As в отдельных участках. Интервалы разреза, насыщенные мощны-

ми кварцевыми жилами (с низкими содержаниями всех основных оксидов, кроме кремнезема), не характеризуются такой корреляцией.

Таким образом, зональность оруденения выражена в высокой насыщенности разреза метасоматическими кварц-золото-сульфидными новообразованиями в осевой части рудной зоны с привнесом

Фиг. 6. Взаимоотношения минералов в составе рудной минеральной ассоциации, содержащей зерна монацита II. Отраженный свет.

а – идиоморфные кристаллы герсдорфита (Ger) и золото вдоль их границ (Au) в пирите (Py) в ассоциации с пирротинном (Po); б – характер замещения пирротина (Po) и хлорита (черное) пиритом (Py); в – включения пирротина (Po) с выделениями пентландита (Pn) и халькопирита (Cp) в пирите (Py); г – включения золота (Au) в краевой части идиоморфных кристаллов пирита (Py); д – схожая позиция включений пирротина (Po) и золота (Au) в пирите (Py); е – включения золота (Au) вдоль трещин в пирите (Py); ж – выделения золота (Au) в сульфидах (Cp) и в соседнем кварце (Q); з – крупное золото (Au) в кварц-карбонатном прожилке (Sid – сидерит).



К, As и Au с постепенным затуханием минерализации во внешней зоне. Основным по интенсивности метасоматическим процессом является перераспределение и замещение кварцем, пиритом и карбонатами. Предполагается, что формирование, по крайней мере, части карбонатного углерода связано с окислением C_{org} (Distler *et al.*, 2004; Кряжев и др., 2009). Порфиробластовые структуры, характеризующиеся зональным строением с ядром, обогащенным включениями минералов вмещающих пород и каймами без включений, присущи как сульфидам, так и карбонатам. Подобные структуры формируются метасоматическим путем и могут быть образованы как при метаморфизме, так и при любом гидротермально-метасоматическом процессе. Мелкозернистые карбонаты сланцев в основном представлены анкеритом, который имеет достаточно выдержанный состав близкий к стандартной химической формуле. Состав анкерита колеблется (мас. %): 11.16–16.45 MgO, 9.3–13.3 FeO, 24.77–28.6 CaO и 0.22–3.71 MnO, по данным 40 микрорентгеноспектральных анализов. В порфиробластических агрегатах карбонат представлен в основном бескальциевым магнезиальным сидеритом. Химический состав магнезиального сидерита (мас. %): 10.54–24.84 MgO, 29.18–44.86 FeO, 0.17–0.95 CaO и 0.14–3.85 MnO, по данным 42 микрорентгеноспектральных анализов. Внешние зоны порфиробластических агрегатов, не содержащих реликтовых фаз, также сложены магнезиальным сидеритом. При этом от центра к краям кристалла в различных случаях наблюдается как увеличение железистости, так и ее уменьшение (порядка 1–3 мас. % оксида). Анкерит среди порфиробластов встречается значительно реже. В кварц-сульфидных прожилках преобладает магнезиальный сидерит. Таким образом, основная тенденция при рассматриваемых метасоматических реакциях выражена в замещении Ca-содержащих карбонатов низко-Ca-карбонатами Mg и Fe.

В пределах золоторудной стадии выделяются более ранние и поздние генерации минералов, при этом происходит постепенная смена минеральных парагенезисов, формирующихся в условиях более низкой активности серы, парагенезисами более высокосернистых обстановок (Distler *et al.*, 2004). Так, более ранний парагенезис пирит + низкосернистый пирротин + арсениды + самородные элементы (в том числе золото и платина) сменяются парагенезисом пирит + высокосернистый пирротин + сульфиды + золото. Минералы платины и самородные элементы сформировались преимущественно в раннем парагенезисе, тогда как золото откладывалось неоднократно в течение всей стадии. Более подробно минеральный состав руд месторождения описан в работах (Викулова и др., 1977; Дистлер и др., 1996; Вилор и др., 1998; Буряк, Хмелевская, 1997; Развозжаева и др., 2002; Distler, Yudovskaya, 2005; Викулова и др., 2005; Large *et al.*, 2007; Русинов и др., 2008).

Основные рудные минеральные ассоциации богатых золотых руд показаны на фиг. 6. Ранние фазы представлены арсенопиритом, Ni-Co-сульфоарсенидами, низкосернистым пирротинном и самородным золотом, которые сохранились преимущественно как включения в пирите (фиг. 6а, 6в). Пирит включает и замещает не только ранние рудные минералы, но также хлорит, серицит и многочисленные микронные зерна рутила, циркона и фосфатов (фиг. 6б). Несмотря на очевидно выраженную последовательность в образовании сульфидов, полагаем, что все сульфиды формировались последовательно в рамках одной стадии при постепенной эволюции минералообразующей среды без видимых перерывов в рудоотложении. Самородное золото находится запечатанным внутри кристаллов арсенопирита и пирита (фиг. 6г, 6д), но не встречается внутри кристаллов пирротина или пентландита. Ксеноморфные выделения золота преимущественно локализируются вдоль трещин (фиг. 6е) или близко к границам зерен сульфидов так же, как и в окружающем их кварце (фиг. 6ж, 6з). Как правило, золото в кварце крупнее по размеру по сравнению с золотом в сульфидных.

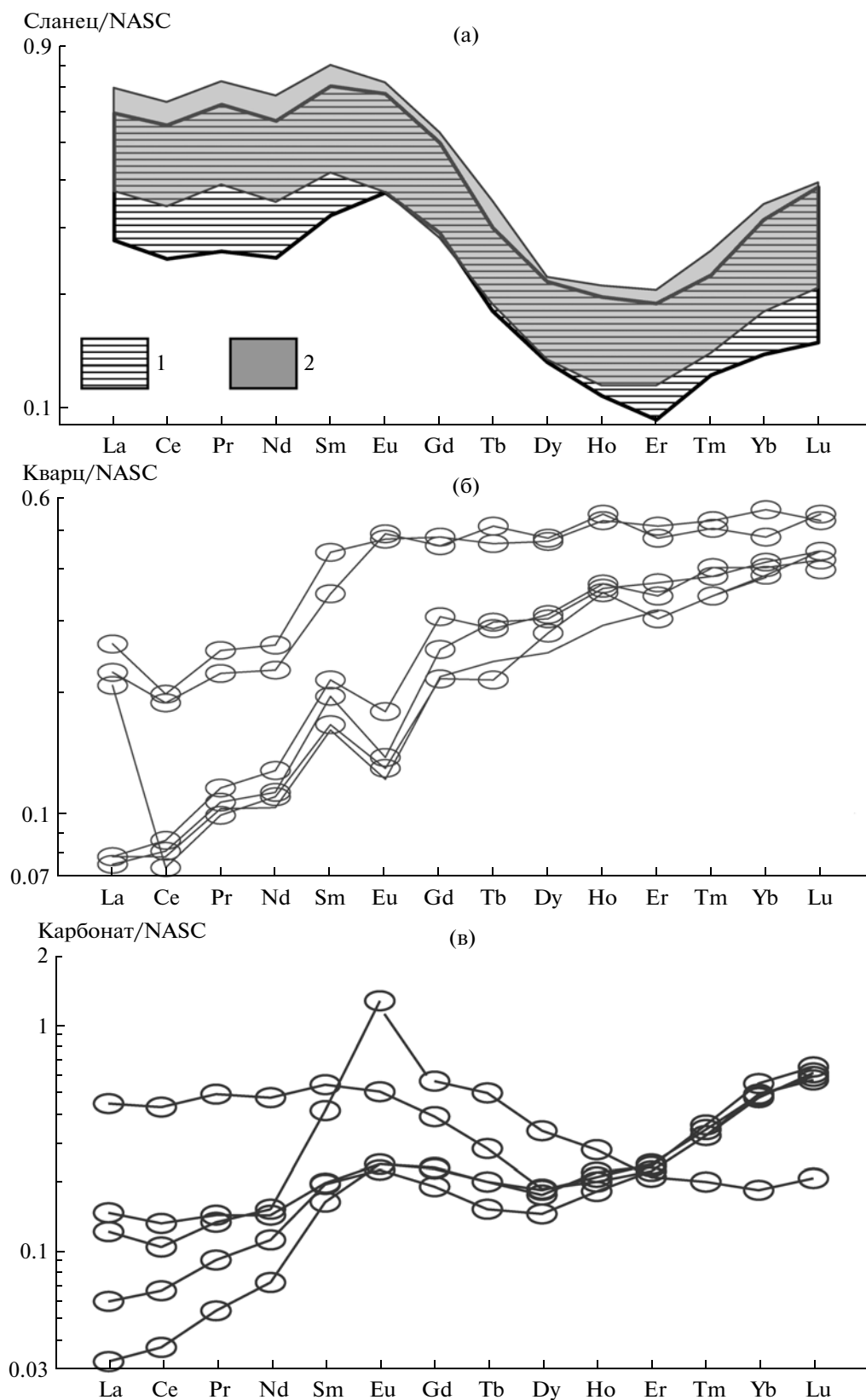
Мощные золотосодержащие кварцевые жилы составляют единый жильный комплекс, развитый и в пределах рудной зоны, но преимущественно гипсометрически выше сухоложского уровня в перекрывающих породах. Эти жилы были частично отработаны в 50–60-х гг. с содержанием Au до 40 г/т на более высоком гипсометрическом уровне, в пределах же более глубоких частей собственно на месторождении они безрудны. В настоящее время, по данным разведочного бурения, золоторудная минерализация установлена и в породах имняхской свиты по восстанию западной зоны.

Технологические испытания подтвердили, что более 50% всех золотинок из руд Сухого Лога имеют размерность менее 0.05 мм и при этом 60% самородного золота связано с пиритом, 15–20% – с другими сульфидными и 15–20% – с кварцем (Вилор и др., 1998). При этом руды обогащаются на 94.5–95% по гравитационно-флотационной схеме и только 5% золота остаются в тончайшей фракции “илово-хвостов” в виде микровключений в кварце и пирите.

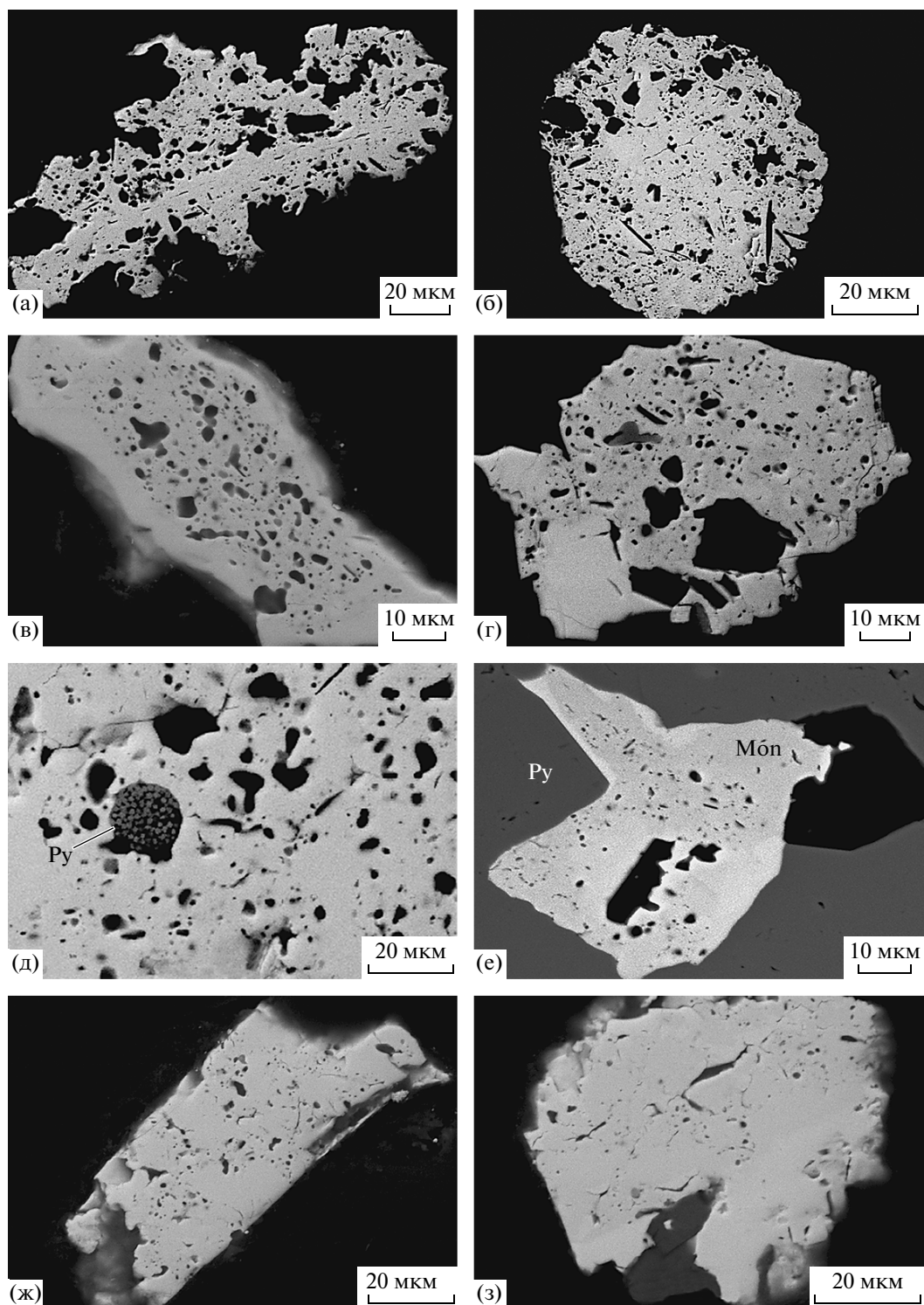
РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МОНАЦИТА И ЦИРКОНА

Распределение РЗЭ в породе и минералах

Кратко остановимся на характеристике распределения редких земель во вмещающих породах и рудах месторождения, основанной на данных из работы (Distler *et al.*, 2004). Концентрации редких земель в сланцах на порядок превышают таковые для стандарта С1, но несколько ниже уровня стандарта NASC (Taylor, McLennan, 1985) с повышенными со-

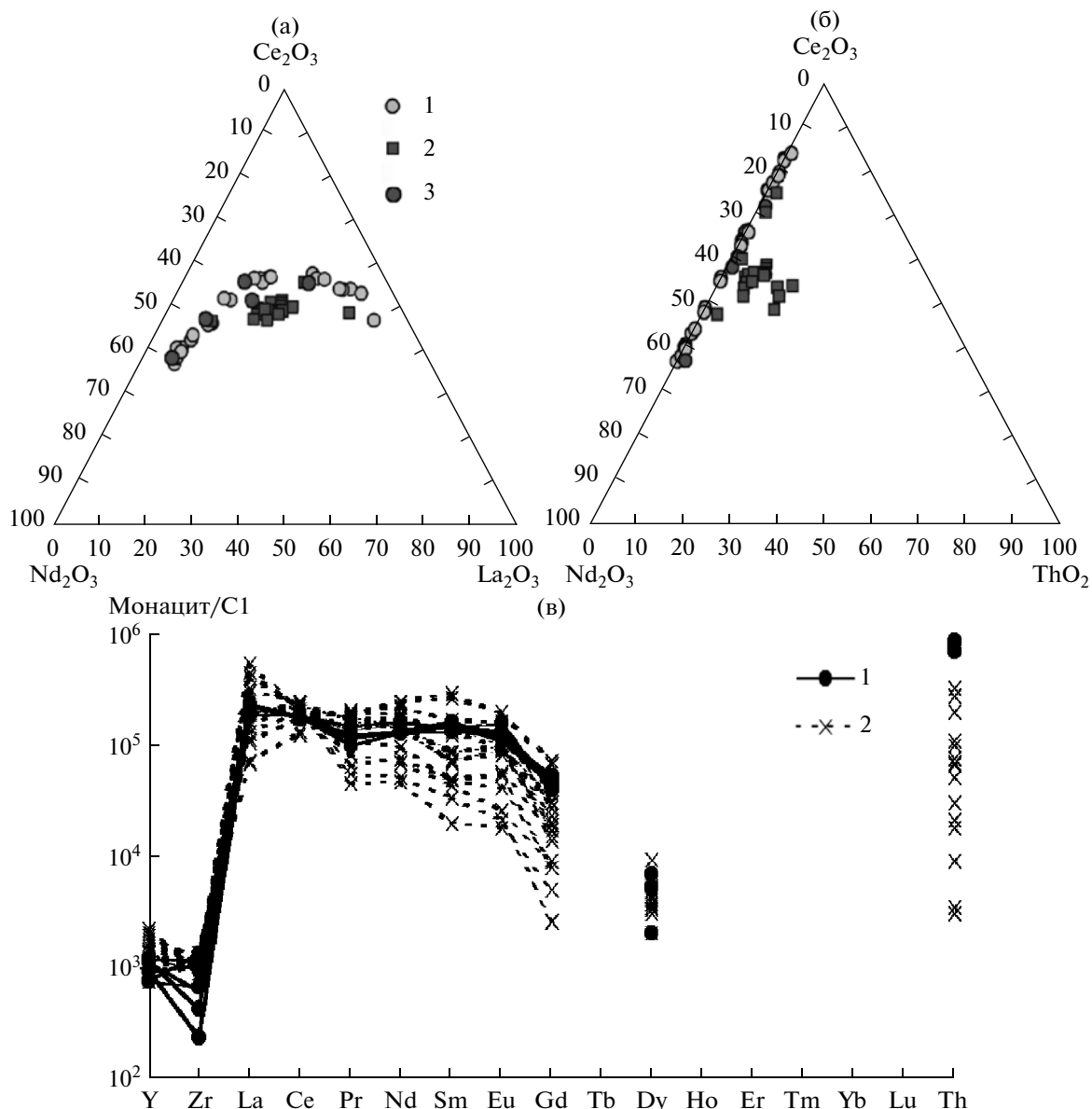


Фиг. 7. Распределение РЗЭ в черных сланцах (а), кварце (б) и карбонате (в) месторождения Сухой Лог, нормированные относительно стандарта NASC (Taylor, McLennan, 1985; Distler *et al.*, 2004). 1 – внутренняя рудная зона; 2 – внешняя зона.



Фиг. 8. Морфология выделений монацита в рудах месторождения Сухой Лог. СЭМ.

а, б – удлиненные дендритовидные и округлые порфиробласты монацита I, насыщенные включениями минералов вмещающих сланцев; в, г – каймы и зоны массивного прозрачного монацита в составе порфиробластов; д – включение фрамбоидального пирита (Py) в порфиробластовом монаците I; е - прозрачный высоко-Th монацит II в пирите, черное – кварц; ж, з – морфология зерен монацита II.

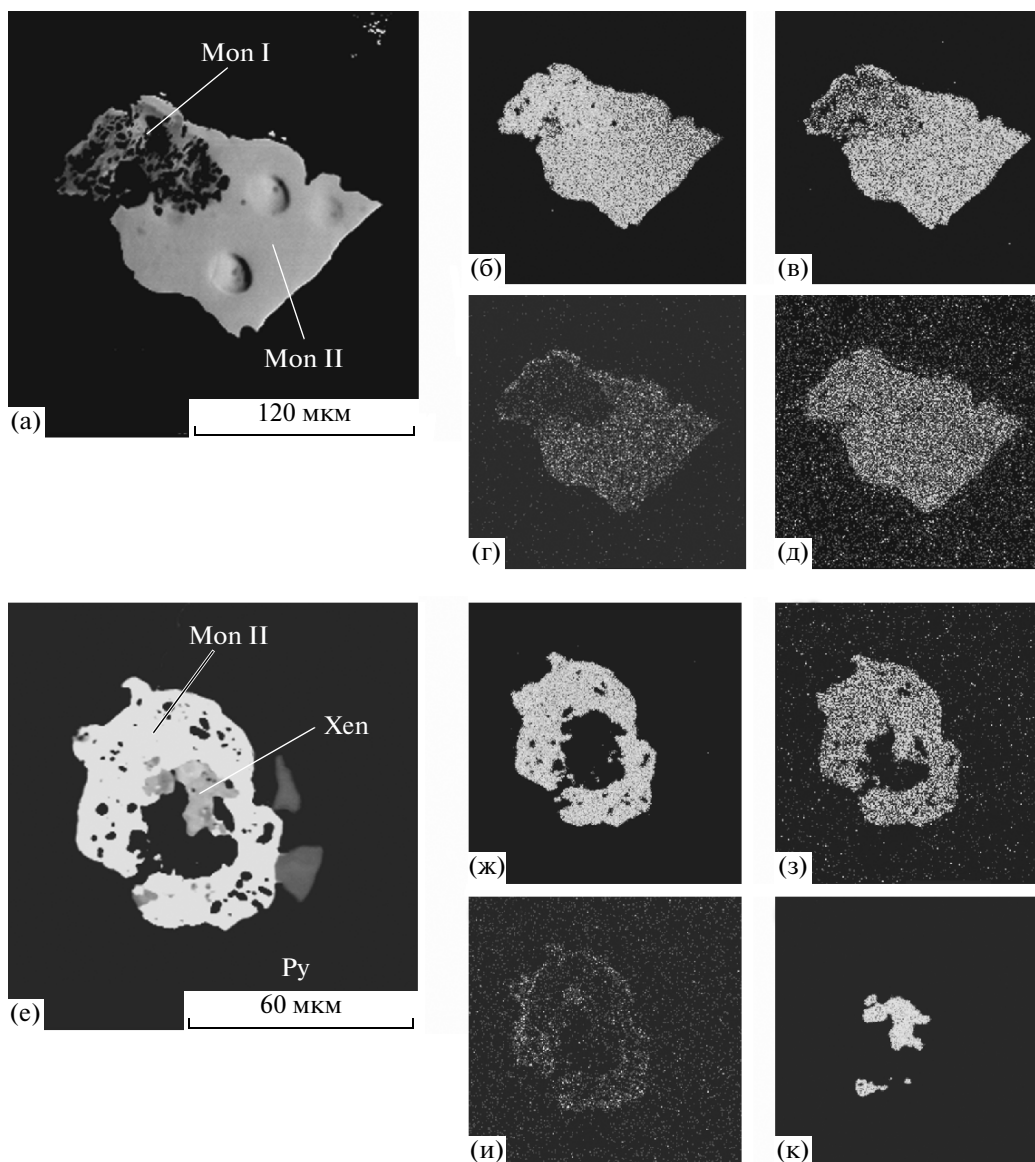


Фиг. 9. Химический состав монацита месторождения Сухой Лог.

а, б – составы (ат. %) метаморфогенного низко-Th монацита I (1), высоко-Th гидротермального монацита II (2) и промежуточного по содержаниям Th-монацита (3) на диаграммах Ce₂O₃–Nd₂O₃–La₂O₃ и Ce₂O₃–Nd₂O₃–ThO₂; в – распределение РЗЭ, Y, Zr и Th (мас. %) в монаците I (1) и монаците II (2), нормированные относительно хондрита C1 (McDonough, Sun, 1995), по данным микрорентгеноспектрального анализа.

держаниями легких лантаноидов (фиг. 7). Повышенные фоновые содержания легких редких земель в черных сланцах обусловлены их связями как с глинистыми минералами, наследующими геохимические черты полевых шпатов разрушающихся пород, так и с органическим углеродистым веществом. В процессах зеленосланцевого метаморфизма перераспределение РЗЭ связано в основном с ростом порфиробластов монацита и ксенотима, и перекристаллизацией гидрослюд и магнезиальных карбона-

тов. Однотипные кривые фракционирования РЗЭ по всем пробам внешней и внутренней зоны (фиг. 7а) свидетельствуют об отсутствии каких-либо аномалий, связанных с перераспределением элементов в рудном процессе. Вместе с тем суммарное содержание РЗЭ во внутренней рудной зоне заметно ниже, чем во внешней зоне (фиг. 7а), что объясняется высокими содержаниями обедненных РЗЭ кварца и сульфидов. Данные по распределению РЗЭ в кварце и карбонатах из рудного парагенезиса



Фиг. 10. Распределение РЗЭ и Th в зернах монацита и ксенотима. Изображение в обратно-рассеянных электронах (а, е). а – сростание метаморфогенного порфиробластового монацита (Mon I) и гидротермального монацита (Mon II), на поверхности видны кратеры SHRIMP-точек; б–д – изображение в рентгеновском излучении: CeL_{α} (б), NdL_{α} (в), ThM_{α} (г), YL_{α} (д); е – сростание монацита (Mon II) и ксенотима (Xen) в пирите (Py); ж–к – изображение в характеристическом рентгеновском излучении: CeL_{α} (ж), NdL_{α} (з), ThM_{α} (и), YL_{α} (к).

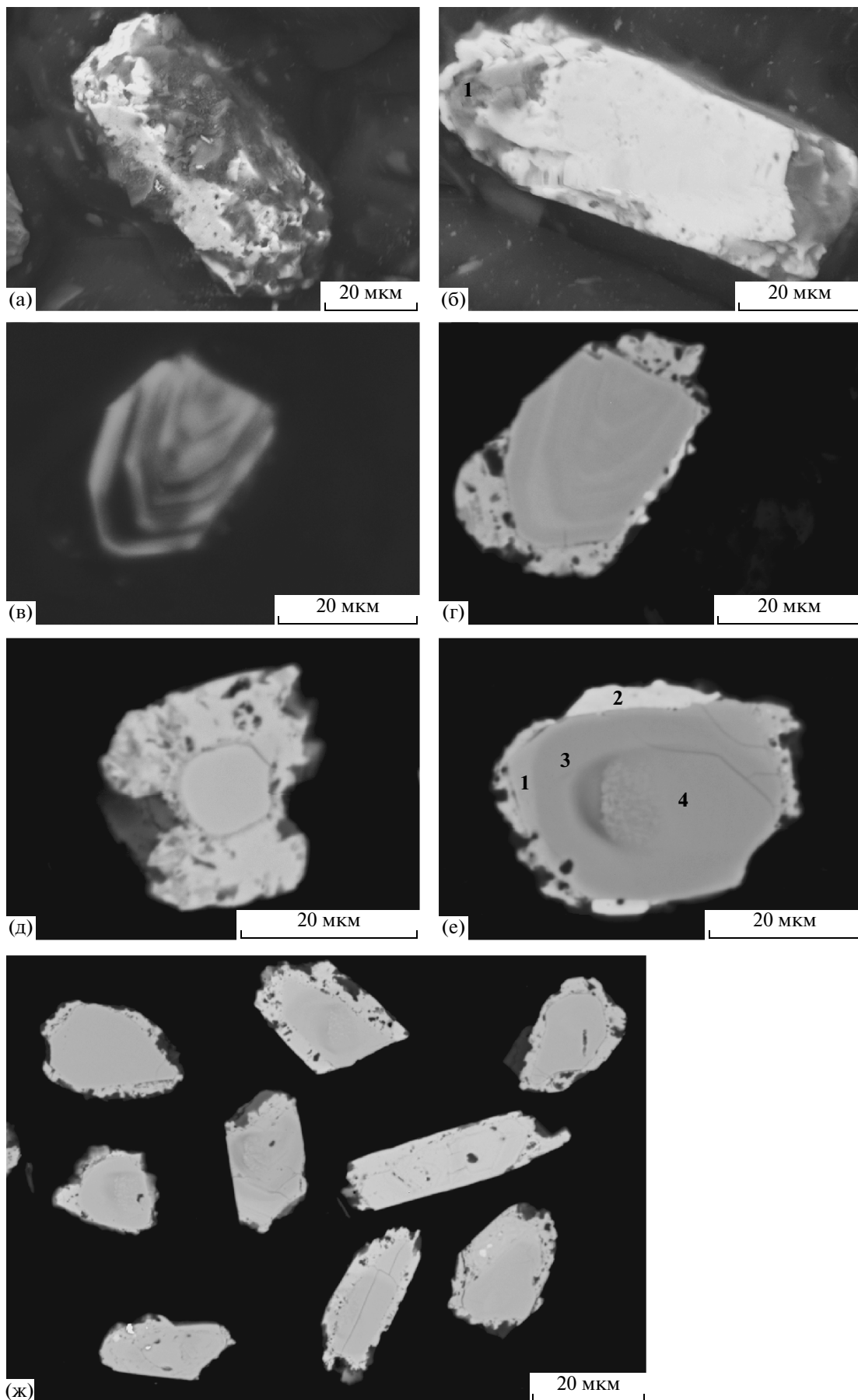
свидетельствуют о мобильности РЗЭ в рудоносных флюидах. Кварц и сидерит характеризуются иными типами кривых распределения РЗЭ, которые отражают условия их отложения и геохимическую специализацию рудного флюида (фиг. 7б, 7в).

Редкоземельные минералы: монацит и ксенотим

Среди акцессорных минералов, содержащих редкие земли, в рудах Сухого Лога установлены: циркон, бадделит, монацит, ксенотим и карбонат Y. В породах и рудах отчетливо выделяются две генерации

Фиг. 11. Морфология детритового циркона из руд месторождения Сухой Лог.

а – кристалл циркона с захваченными минералами матрикса на гранях; б – кристалл циркона с загрязненными включениями минералов сланцев (1) и чистыми гранями; в, г – обломок детритового циркона с каймой новообразованного пористого циркона, незаметной на CDL-изображении (в) и видной на СЭМ (г); д – новообразованный пористый циркон вокруг ядра мелкого детритового циркона (СЭМ); е – кайма пористого циркона (1) и ксенотима (2) вокруг зерна детритового циркона (3), в центре – кратер SHRIMP-точки (4); ж – зерна детритового циркона с гидротермальными каймами.



монацита. Монацит I образует округлые порфиробласты (фиг. 8а–8г) до 0.5 мм диаметром, гаснущие как одно зерно в скрещенных николях и обтекаемые полосами, сложенными серицитом и графитоподобным углеродистым веществом, которые следуют по рассланцеванию. Такой монацит наиболее распространен в тонкозернистых серицитовых слоях, обогащенных углеродистым веществом, как в пределах рудной зоны, так и за ее пределами. Встречается также монацит I в виде вытянутых линзочек или прожилков также в кварц-серицитовой струйчатой массе (фиг. 8а). Этот монацит I насыщен многочисленными включениями калиевой слюды, кварца, пирита и пирротина и рассматривается как метаморфогенная фаза, сформировавшаяся в процессе регионального метаморфизма. В качестве включений в метаморфогенном монаците I был также установлен фрамбоидальный пирит, что также указывает на метаморфогенное, а не детритовое происхождение минерала (фиг. 8д). Визуально монацит I имеет вид округлых непрозрачных черных зерен — так называемого куларита.

Монацит II распространен только в рудной зоне и преимущественно в богатых рудах, его более крупные кристаллы, пригодные для датирования, были выделены из проб с содержанием Au более 10 г/т. Он представлен прозрачными мелкими (обычно 10–30 мкм) идиоморфными и скелетными кристаллами и их сростками в виде включений в пирите (фиг. 8е–8з). Прозрачные фазы монацита II также образуют каймы обрастания и отдельные блоки в составе более крупных порфиробластов раннего монацита I.

Обе генерации монацита характеризуются неоднородным внутренним строением с сильно варьирующими концентрациями отдельных редкоземельных элементов и тория (фиг. 9, табл. 2). В большинстве зерен преобладает Се, но встречаются также и монациты, более богатые Nd. Химические составы монацита образуют непрерывный ряд с содержаниями Ce_2O_3 от 18.4 до 37.78 мас. %. Также непрерывно меняются содержания La_2O_3 и Nd_2O_3 от 3.35 до 30.46 и от 4.99 до 29.23 мас. % соответственно. При этом коэффициент корреляции для La–Се составляет 0.68, а для La–Nd — минус 0.95, поэтому Се-монацит может быть также обогащен La и Nd, но Nd-монацит всегда обеднен La. Содержания U находятся ниже предела обнаружения микрорентгеноспектральным анализом, а содержания Pb редко достигают 0.1 мас. %.

Прозрачный монацит II отличается от монацита I более высокими содержаниями ThO_2 и более низкими содержаниями Y и Zr, более однороден по составу РЗЭ и представлен как цериевой, так и неодимовой разновидностями. Значимой корреляции между содержаниями Th и других элементов не установлено. Обе генерации характеризуются пологим спектром распределения легких РЗЭ со слабым

Eu максимумом (фиг. 9в). На фиг. 9а показано срастание двух генераций монацита — пористого метаморфогенного низко-Th Се-монацита I и более крупного монокристалла высоко-Th Nd-Се-монацита II, содержащего реликты более древней генерации.

Ксенотим более редок, чем монацит. Он образует мелкие зерна и характеризуется гетерогенным внутренним строением и варьирующим химическим составом, что затрудняет получение качественных электронно-зондовых анализов. Химический состав ксенотима (табл. 3) охарактеризован по двум зернам, одно из которых находится в срастании с Се-монацитом в пирите из богатых золотых руд (фиг. 10). Ксенотим сложен несколькими разновидностями, в различной степени обогащенными Gd (до 10 мас. % Gd_2O_3). Картина распределения Th (фиг. 10и) показывает, что им обогащены внутренняя и внешняя каймы монацита, обрастающего ксенотимом.

Еще раз подчеркнем, что в то время как порфиробластовый монацит распространен и в рудной зоне, и за ее пределами, все прозрачные зерна монацита были найдены в богатых золотых рудах (образцы 112-141, 112-140 и 6-186). Повышенное количество и более крупный размер зерен монацита, ксенотима и циркона в этих интервалах были отмечены при изучении шлифов.

Циркон

Циркон был выделен из того же интервала богатой кварц-сульфидно-золотой минерализации, из которой был выделен монацит обеих генераций (образцы 112-140, 112-141). Из этой пробы было выделено около 300 зерен, для которых выполнено 43 анализа методом SHRIMP. Кроме того, циркон (девять анализов) был изучен в пробе 6-244 с содержанием Au 4.5 г/т с периферии рудной зоны в центральной части рудной залежи. Размерность изученных зерен циркона составляла 20–70 мкм. По морфологии, цвету и внутреннему строению, выявленному при катодолюминесцентном изучении, они подразделяются на несколько типов (фиг. 11).

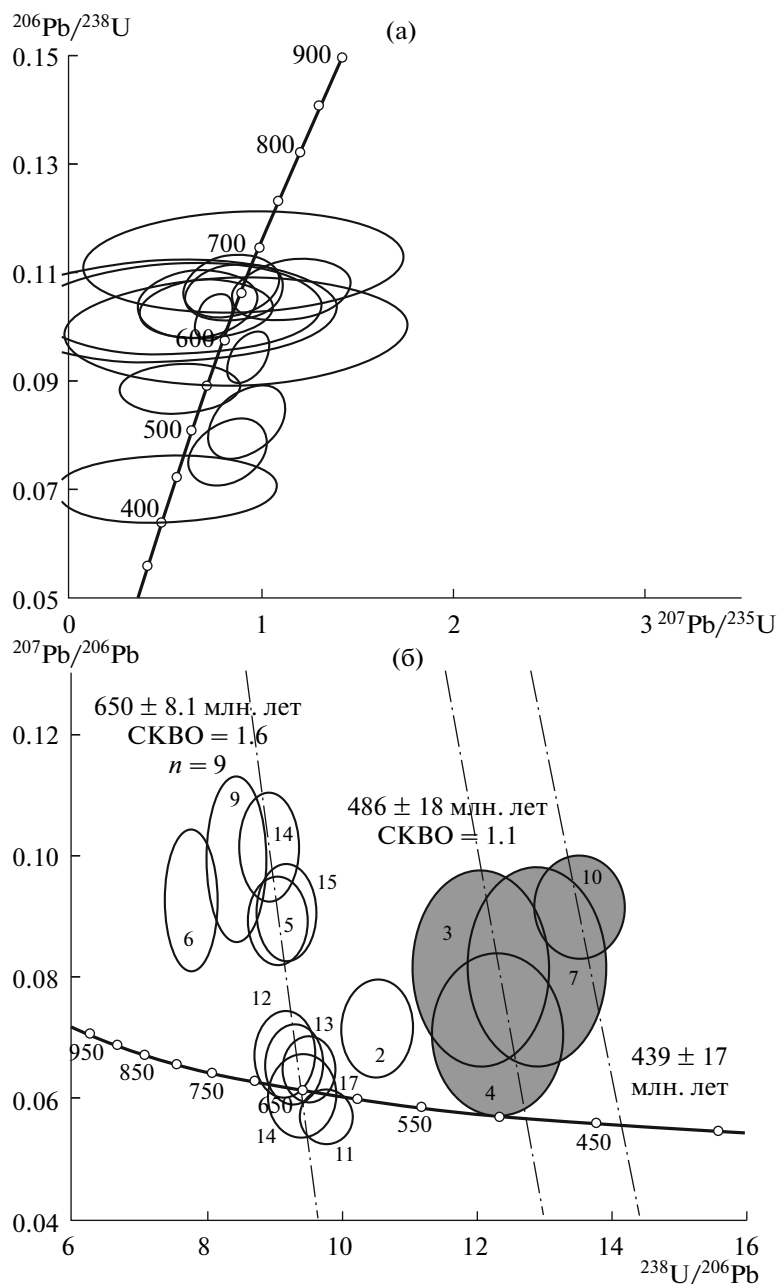
Первый тип зерен циркона представлен длиннопризматическими идиоморфными бесцветными и розоватыми кристаллами с коэффициентом удлинения 2–4, длиной до 60 мкм. Циркон характеризуется тонким зональным строением, которое мало нарушается на краях зерен, хотя краевые части вершины пирамид часто загрязнены и имеют темно-серую окраску. Зерна не окатаны или окатаны очень слабо, редко встречаются обломки таких зерен — большей частью они целые.

Второй тип представлен изометричными кристаллами с удлинением 1–2, но не все грани в них идиоморфны, чаще только грани призмы. Циркон этого типа имеет серую и темно-серую окраску, обу-

Таблица 2. Состав монацита из руд месторождения Сухой Лог, по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %

№ образца	Зерно, анализ	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	Σ
6-186	1.1	0.37	30.38	0.4	0.36	0.55	13.29	26.03	2.76	14.37	5.31	1.42	2.08	0.2	0.1	3.9	101.52
6-186	1.2	0.35	31.35	0.39	0.45	0.22	13.26	25.34	2.69	14.12	5.2	1.55	2.26	0.29	—	3.94	101.41
6-186	1.3	0.39	29.61	0.46	0.44	0.32	12.64	25.73	2.64	13.86	4.66	1.65	2.28	0.31	—	3.89	98.88
6-186	1.4	0.35	30.15	0.46	0.37	0.12	12.73	26.49	2.2	13.82	5.07	1.73	2.2	0.3	—	3.8	99.79
6-186	1.5	0.36	29.8	0.44	0.3	0.35	12.68	26.96	2.56	13.68	4.54	1.76	2.18	0.3	—	3.69	99.6
6-186	2.1	0.22	30.84	0.32	0.47	0.61	12.77	25.23	2.54	14.71	5.54	1.53	2.49	0.39	—	2.88	100.54
6-186	2.2	—	30.97	0.03	0.46	0.57	23.08	34.33	1.76	7.43	1.49	0.34	0.36	0.32	—	0.23	101.37
6-186	2.3	—	30.54	0.05	0.3	0.62	30.46	30.58	1.21	5.45	1.17	0.28	0.12	0.19	—	—	100.97
6-186	3.1	—	31.11	0.05	0.31	0.63	17.14	36.1	2.3	10.27	1.69	0.69	0.36	0.17	0.06	0.07	100.95
6-186	3.2	0.06	30.36	0.05	0.34	0.7	11.1	34.44	3.78	15.05	2.97	1.21	0.63	0.27	—	—	100.96
6-186	3.3	0.38	30.08	0.26	0.38	0.68	11.63	26.83	3.18	17.12	4.8	1.34	1.43	0.22	—	3.39	101.72
6-239	4.1	0.39	31.04	0.13	0.57	0.5	6.4	24.75	4.44	23.5	5.79	2.06	1.73	0.26	—	0.03	101.59
6-239	4.2	0.55	30.29	0.23	0.49	0.49	11.51	26.6	2.99	16.74	5.26	1.51	1.95	0.29	—	2.35	101.25
6-186	5.1	0.22	31.06	0.14	0.88	0.53	4.02	19.04	4.05	25.85	9.27	2.62	3.1	0.53	—	0.22	101.53
6-186	5.2	0.27	30.16	0.06	0.42	0.57	5.86	25.61	4.33	24.3	5.9	2.14	1.27	0.24	0.01	—	101.14
6-219	6.1	0.15	30.73	0.1	0.65	0.53	10.57	32.85	3.64	16.78	2.99	1.28	1.07	0.3	—	0.25	101.89
6-219	6.2	0.19	30.57	0.12	0.53	0.53	11.5	34.15	3.66	15.47	2.53	1.19	0.81	0.21	—	0.37	101.83
6-219	6.3	0.17	30.94	0.05	0.5	0.54	10.02	32.93	3.9	16.46	3.07	1.27	0.78	0.2	0.07	0.1	101
6-219	6.4	0.05	30.63	0.08	0.34	0.54	25.64	30.46	1.43	8.26	1.69	0.53	0.42	0.19	—	0.91	101.17
6-219	7.1	0.02	30.5	0.07	0.47	0.55	18.31	35.25	2.58	10.2	1.71	0.75	0.7	0.25	—	0.1	101.46
6-219	7.2	0.09	30.43	0.07	0.62	0.5	11.33	34.25	3.6	15.37	2.49	1.08	0.88	0.19	—	0.06	100.96
6-219	7.3	0.21	31.17	0.12	0.78	0.53	3.83	17.9	4.14	26.36	10.16	2.62	3.27	0.33	0.09	0.17	101.68
112-141	8.1	0.14	30.59	0.06	0.82	0.5	7.3	28.81	4.25	20.84	4.38	1.73	1.27	0.23	0.05	0.01	100.98
112-141	8.2	0.13	30.28	0.14	0.71	0.52	8.96	32.28	3.96	16.9	2.88	1.36	0.7	0.28	0.01	0.33	99.44
112-141	9.1	0.13	30.47	0.14	0.55	0.47	8.3	33.1	3.74	19.05	2.42	1.23	0.95	0.2	—	0.65	101.4
112-141	9.2	0.43	30.23	0.17	0.35	0.52	12.28	28.37	2.99	16.11	4.54	1.27	1.41	0.2	—	1.08	99.95
112-141	10.3	2.21	31.01	—	0.71	0.65	25.42	33.04	0.98	4.99	—	—	—	—	—	0.36	99.37
112-141	10.4	1.24	28.46	—	0.31	0.69	10.58	26.49	3.22	17.26	4.86	2.05	1.8	—	—	2.82	99.78

Примечание. Здесь и в табл. 3 “—” — содержания ниже предела обнаружения.



Фиг. 12. Диаграммы с конкордией для результатов изотопного датирования монацита месторождения Сухой Лог. а – диаграмма Вэтерилла $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для всех точек; б – диаграмма Тера–Вассербурга $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ с конкордией для измеренных отношений, нескорректированных на обыкновенный Pb. Нанесены линии смещения между радиогенной и обыкновенной компонентами Pb с верхним пересечением, соответствующим $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.86$ и нижним пересечением с конкордией, определяющим значения возраста монацита I и монацита II (залитые эллипсы). Размер эллипса соответствует 2σ . Здесь и на фиг. 13 номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 4.

словленную включениями мельчайших частиц вмещающих пород (фиг. 11а, 11б). Зерна неоднородны – внешняя зона кристаллов обогащена включениями

минералов матрикса и иногда имеет пористое строение. Иногда можно видеть, что такие каймы дорастания сформированы мельчайшими кристаллами

Фиг. 13. Морфология монацита из месторождения Сухой Лог и результаты SHRIMP-датирования. СЭМ. а – сростание пористого монацита I и прозрачного монацита II и значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста в точках SHRIMP-анализа; б–г – значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста в точках в пористом монаците I; д – значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста в монаците II.

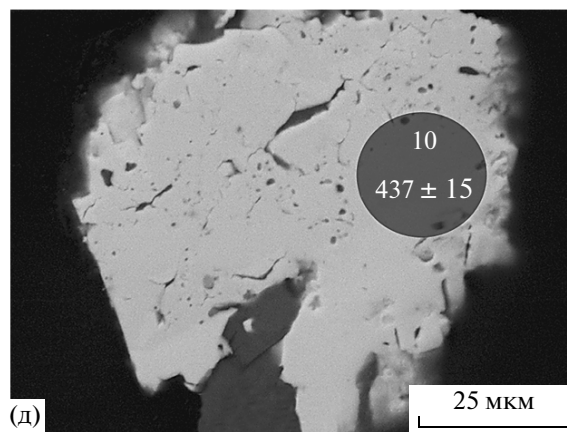
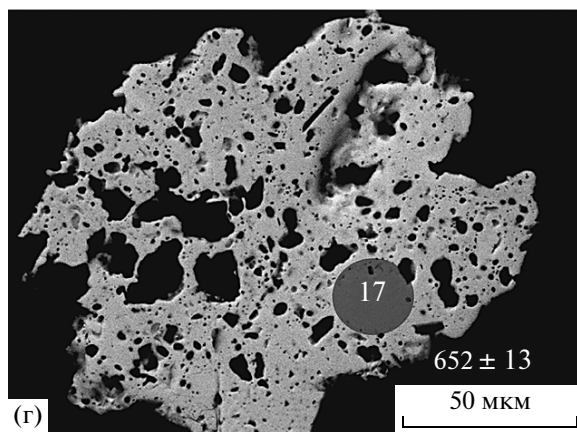
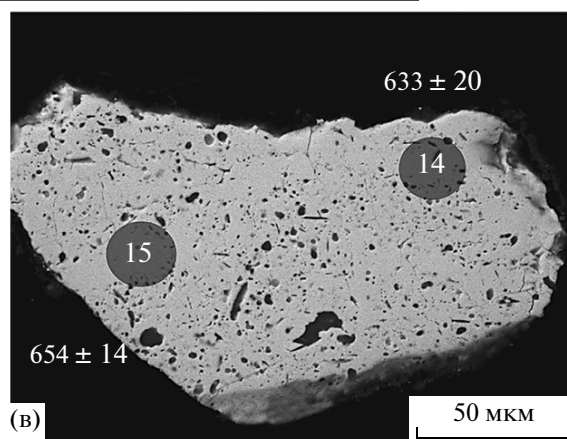
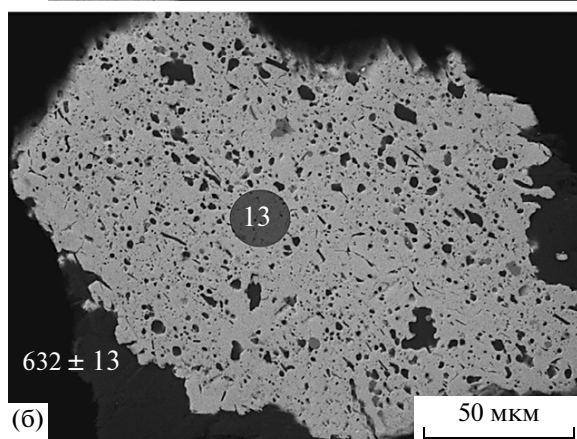
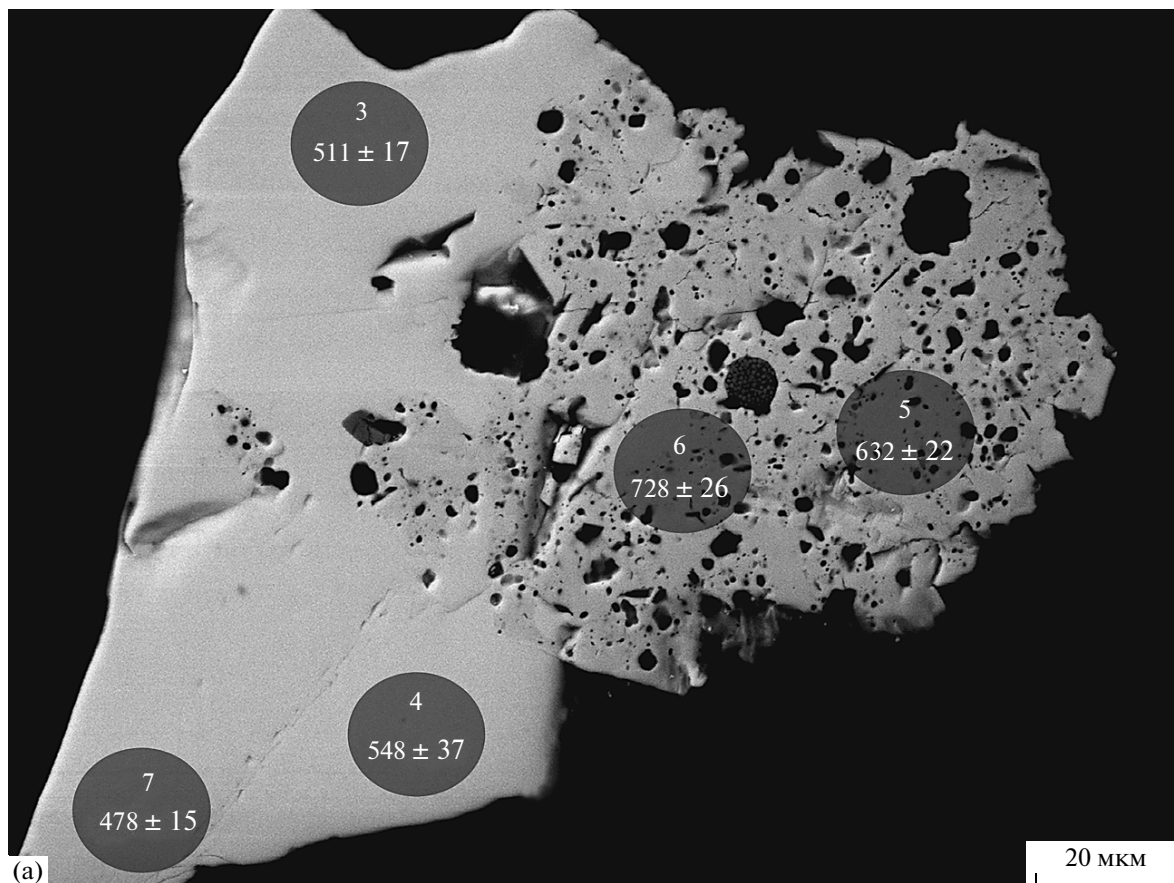


Таблица 3. Состав ксенотима из руд месторождения Сухой Лог (образец 112-141), по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %

Зерно, анализ	SiO ₂	P ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	Σ
10.1		34.88	40.14	0.16	0.46		0.33	2.24	1.21	10.07	0.48	7.09	0.24	1.22	0.7		0.21	0.62	100.05
10.2		33.93	35.66	1.03	3.43	0.46	1.53	3.52	1.17	8.41	0.44	7	0.22	1.11	1.3		0.3		99.51
11.1	1.92	30.79	45.62				0.40	0.67		5.41	0.84	6.13	1.22	2.41	3.30				98.71
11.2	1.43	31.67	42.33		0.73	0.35	0.45	1.12	1.47	5.80		5.42	1.54	2.34	1.41	1.46		0.76	98.29

циркона, растущими перпендикулярно к очертаниям ядерной части. Размеры кайм обычно составляют 1–5 мкм, иногда достигают 10–15 мкм и редко составляют до двух третей кристалла; чаще всего каймы являются более светлыми в обратно-рассеянных электронах (фиг. 11в–11д), но более темными в катодолюминесценции. Редко в составе кайм вместе с цирконом присутствует ксенотим (фиг. 11е). Он также формирует мономинеральные каймы вокруг циркона, которые обычно не имеют пористого строения в отличие от кайм, сложенных цирконом. Морфология отдельных кайм свидетельствует о процессах перекристаллизации во внешних каймах, при этом количество включений в каймах уменьшается, а в отдельных ядрах обнаруживаются признаки растворения и замещения детритовых фаз. Изменения внутренних частей кристаллов происходят без их метамиктизации, а с формированием тончайших трещин, вдоль которых формируются зоны пористого строения. Этот рост мог происходить как в течение процесса регионального метаморфизма, так и при гидротермальном рудообразовании. Наложенные процессы были достаточно выраженными для инициации роста краевых кайм в цирконе, но все-таки недостаточно высокотемпературными для формирования идиоморфных граней и очищения нового циркона от включений вмещающей среды.

Такие каймы дорастания отмечены в кристаллах удлиненного габитуса, а также вокруг мелких (не более 30 мкм) изометричных зерен циркона, которые представляют третий тип. Как правило, циркон этого типа имеет отчетливое округлое ядро, а внешние зоны не повторяют рисунок ядра и существенно превосходят его по размеру.

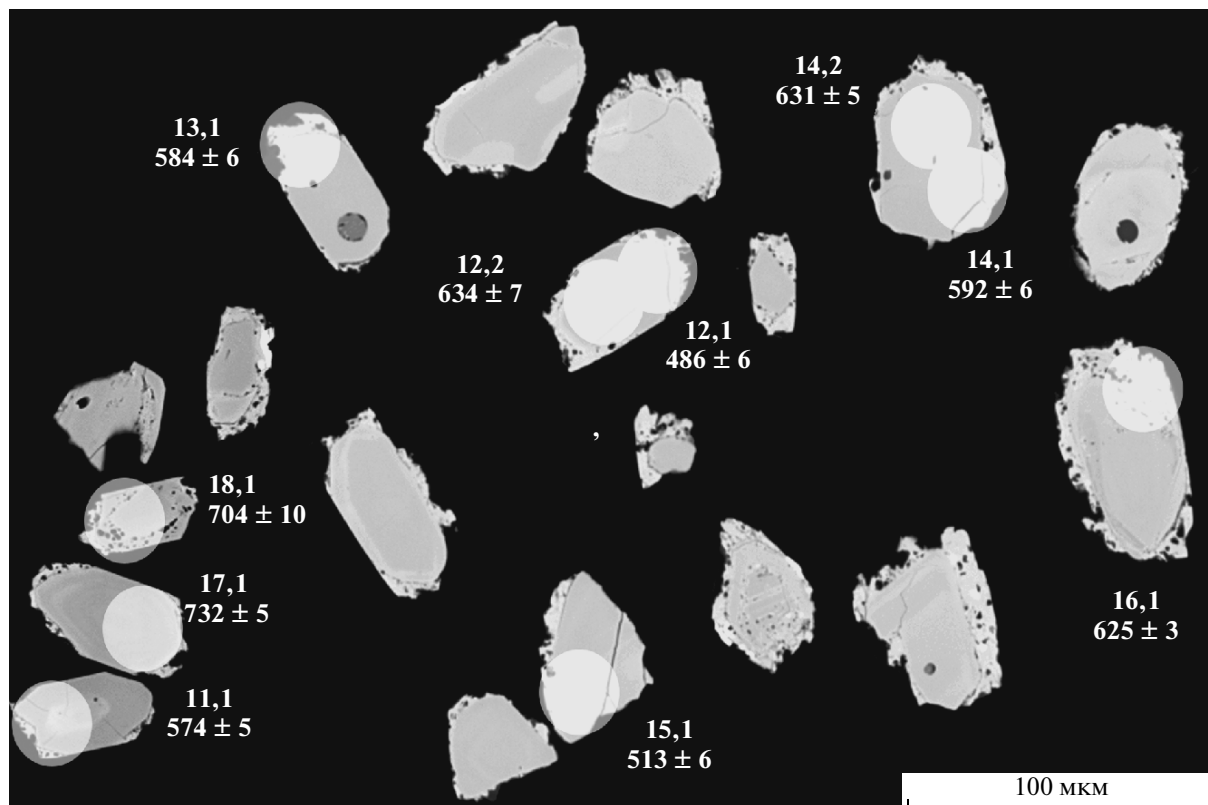
Четвертый тип циркона включает, как правило, изометричные обломки более крупных прозрачных кристаллов с удлинением 1–2.

Результаты SHRIMP-анализа монацита

Монацит II характеризуется высокими содержаниями Th и низкими содержаниями U по сравнению с монацитом I. Большинство полученных U-Th-Pb-изотопных данных дискордантны и лежат

ниже и близко к конкордии на диаграмме Вэтерилла (фиг. 12а). Полученные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста хорошо коррелируют с выделенными возрастными генерациями монацита и показывают закономерно более молодой возраст для прозрачных кристаллов и кайм, т.е. для монацита II. В пределах одного сростания двух генераций монацита (фиг. 13а) установлены несколько различающихся значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста в интервале от 728 ± 26 до 478 ± 15 млн. лет. Пористый метаморфогенный монацит I имеет более древние значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста по сравнению с идиоморфным монацитом II. Промежуточные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 511 ± 17 и 548 ± 37 млн. лет, скорее всего, отражают смешение и заимствование более древнего материала при росте более молодой генерации монацита II, что можно предположить, исходя из их взаимоотношений в шлифе (табл.4, фиг. 13а). Присутствие реликтов более древней генерации также указывает на то, что смешение должно было повлиять и на самые молодые значения изотопного возраста.

Нескорректированные на обыкновенный свинец отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ нанесены на диаграмму Тера–Вассербурга с конкордией, следуя процедуре описанной в работе (Baldwin, Ireland, 1995). Этот метод неоднократно использовался при интерпретации изотопных данных: в предположении о конкордантности U-Pb-системы монацита, строится линия смешения между радиогенной и обыкновенной компонентами, где пересечение этой линии с осью ординат соответствует отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в обыкновенном свинце. В нашем случае это отношение задавалось значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.862$, полученном для галенита Сухого Лога (Distler *et al.*, 2004). При этом расположение точек относительно линии конкордии на диаграмме Тера–Вассербурга (фиг. 12б) демонстрирует лишь соотношение между радиогенной и обыкновенной составляющими, т.е. влияние контаминации обыкновенным свинцом. Если верхнее пересечение с конкордией не имеет геологического смысла, а только отражает отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в обыкновенном свинце, то нижнее пересечение с конкордией определяет возраст монацита. Такие линии



Фиг. 14. Зерна циркона и положение точек SHRIMP-анализа в них с полученными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста. Заметно присутствие пористых кайм во всех зернах. Номера зерен и точек анализа даны в табл. 5.

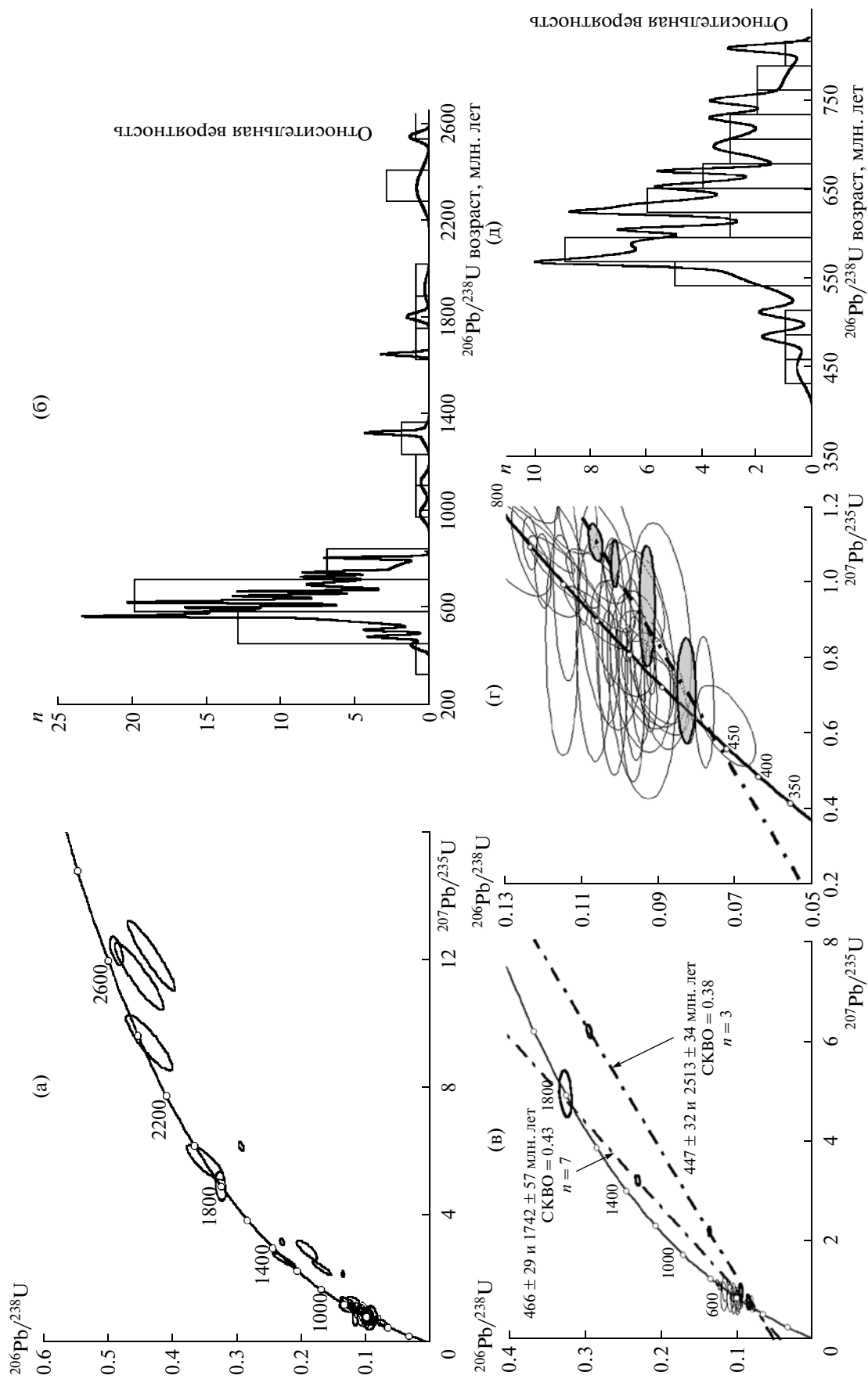
смещения были построены отдельно для двух генераций монацита. Для девяти точек в метаморфогенном монаците I (фиг. 13б–13г) было получено средневзвешенное значение 650 ± 8.1 млн. лет (СКВО = 1.6) (незалитые эллипсы, фиг. 12б). Для трех точек в прозрачном зерне монацита из образца 6-186 (залитые эллипсы) при этом построении получена датировка 486 ± 18 млн. лет (СКВО = 1.10). Наиболее молодое значение возраста для другого зерна монацита II из того же образца, полученное по пересечению с конкордией, составило 439 ± 17 млн. лет (фиг. 12б, фиг. 13 д), что близко совпадает со значением 437 ± 15 млн. лет в той же точке, рассчитанным с коррекцией на измеренный ^{204}Pb .

Дискордантность значений изотопного возраста для монацита I может объясняться длительным периодом его формирования при катагенезе и метаморфизме, присутствием минеральных включений, а также нарушением U-Th-Pb-изотопной системы при наложенном гидротермальном процессе, сопровождавшемся привнесением тория. Дискордантность и широкий разброс значений для монацита II могут быть обусловлены контаминацией обыкновенным свинцом при заимствовании вещества более древней фазы, поэтому можно предположить, что наиболее молодое значение возраста из всех по-

лученных (437 ± 15 млн. лет) отражает более точно реальный возраст процесса. Наблюдаемое несоответствие между значениями возрастов в монаците, определенных в U-Pb и в Th-Pb-изотопных системах, было ранее отмечено в работе (Meffre *et al.*, 2008), которые также отнесли это за счет частичного переуравновешивания монацита при метаморфизме. Они предположили, что низкотермическое ядро могло быть несколько обогащено торием при метаморфизме с сохранением также части радиогенного свинца, уже накопленного в структуре минерала.

Результаты SHRIMP-анализа циркона

Изотопные данные по 52 анализам в 46 зернах циркона представлены в табл. 5. В отличие от монацита, более молодая гидротермальная генерация которого всегда обогащена торием, но не ураном, более молодые каймы на цирконах, очевидно, показывают обогащение обоими этими элементами (фиг. 14). Гидротермальные каймы слишком узки для точного анализа и их ширина обычно меньше, чем размер кратера при SHRIMP-анализе, но качественное сравнение возможно, исходя из составов фаз с более молодым и более древним возрастом. Для всех зерен, в которых выполнено два анализа —



один в ядре, а другой в кайме, более молодая фаза существенно обогащена и торием и ураном. Так, сумма Th + U для более молодых фаз 1600, 2100, 2200 и 2500 г/т, тогда как для более древних фаз в этих же зернах сумма Th + U составляет 1400, 900, 300 и 400 г/т соответственно (табл. 5).

Анализ U-Th-Pb-изотопной системы в цирконе показал, что в рудах месторождения распространен циркон нескольких возрастных популяций с возрастом от 0.5 до 2.6 млрд. лет (фиг. 15а, б). Как правило, первый тип циркона представляет наиболее молодую возрастную популяцию, тогда как четвертый тип (фрагменты изометричных кристаллов) представляет самую древнюю популяцию. Вместе с тем при анализе специально выбирался циркон с выраженными каймами дорастания. Поэтому выборка не может считаться статистически случайной и представительной для оценки значимости отдельных возрастных популяций в источнике происхождения этого циркона. Так как анализировались не ядра, а преимущественно части кайм, большая часть значений дискордантна, хотя установлены также конкордантные значения возраста (табл. 5). Наиболее распространенными являются молодые популяции в интервалах 585–550, 650–606, 700–670 и 750–720 млн. лет и наибольшими пиками со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста 570 и 626 млн. лет (фиг. 15б, д).

Дискордия, построенная по точкам в наиболее древнем цирконе с каймами, дает верхнее пересечение со значением возраста 2513 ± 34 млн. лет и нижнее – 447 ± 32 млн. лет. Другая дискордия, построенная для следующей более молодой популяции детритового циркона (с пиком значений возраста около 1800 млн. лет), пересекает конкордию в точках со значениями возраста 1742 ± 57 и 466 ± 29 млн. лет (фиг. 15в). Пары аналитических точек в центре и в кайме циркона из возрастных популяций моложе 650 млн. лет показывают, что периферия зерен закономерно моложе (фиг. 14, точки 12.1–12.2, 14.1–14.2). Дискордантные значения возраста для молодых популяций циркона лежат очень близко к конкордии, и любая дискордия, проведенная через них, практически неотличима от конкордии (фиг. 15г). Поэтому установить время нарушения изотопной системы для циркона моложе 800–700 млн. лет с помощью построения дискордии не представляется возможным.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия гидротермального роста акцессорных минералов

В последние годы использование монацита для датирования процессов рудообразования резко возросло, что связано как с большей доступностью метода локальной вторично-ионной масс-спектрографии, так и с развитием методов микрозондового локального датирования. В настоящее время локальное датирование по паре акцессорных минералов (обычно циркон и монацит, реже – ксенотим) позволило определить возраст минерализации нескольких крупнейших австралийских месторождений, золоторудных месторождений в черных сланцах района Ашанти и Обуаси в Гане, бразильских золоторудных месторождений района Квадрилатеро Ферриферро и многих других (Pigois *et al.*, 2003; Vielreicher *et al.*, 2003; Lobato *et al.*, 2007).

Впервые было показано (Rasmussen *et al.*, 2001, 2007), что метаморфогенный монацит из низкоградных ассоциаций в черных сланцах отличается от детритового низкими содержаниями Th и U и его датирование дает более точный возраст метаморфизма, чем имеющиеся Rb-Sr- и Pb-Pb-определения. При этом U-Th-Pb-изотопная система детритовых фосфатных фаз остается устойчивой в условиях зеленосланцевой фации, а источником РЗЭ в составе новообразованных метаморфических минералов является глинистое вещество, сорбирувавшее эти элементы в осадочном процессе. Наши данные подтверждают устойчивость U-Th-Pb-изотопной системы монацита в условиях зеленосланцевой фации. В сланцах хомолхинской свиты нами было обнаружено детритовых фосфатных фаз, хотя в работе (Meffre *et al.*, 2008) приводятся возраст древнего детритового монацита. Тем не менее детритовые фосфаты очень редки в рудах, поэтому глинистая фракция осадков и последовательно формировавшиеся серицит и фенгит, сорбирувавшие преимущественно легкие РЗЭ, вероятно, являются доминирующим источником вещества для монацита I. Небольшой разброс значений изотопного возраста для метаморфического монацита I по сравнению с широкими вариациями значений в зернах прозрачного монацита также говорят в пользу того, что монацит I оставался устойчивым и не являлся основным источником для монацита II. Высокие содержания Th в гидротермальном монаците II, повышенные содержания U и Th в гидротермальных фазах циркона и ксенотима свидетельству-

Фиг. 15. Данные SHRIMP-анализа циркона из руд месторождения Сухой Лог.

а – диаграмма Вэтерилла $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для всех данных; б – возрастные популяции циркона из руд месторождения; в – диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с дискордиями; г – деталь, показывающая нижнее пересечение дискордии со значением возраста 466 ± 29 млн. лет; д – возрастные популяции циркона в диапазоне 350–850 млн. лет. Размер эллипса соответствует 2σ.

Таблица 4. Результаты U-Th-Pb-SHRIMP-анализа монацита из руд и вмещающих пород месторождения Сухой Лог

№ п.п.	№ образца	Генерация монацита	Зерно, анализ	$^{206}\text{Pb}^{\text{с}}, \%$	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{г/т}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm \%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \%$
1	112-141	I	1,1	6.19	178	4281	24.9	16.2	609.8	23.8	0.0327	8.2	558	64	9.46	2.4
2	6-186	II	1,1	0.00	381	13087	35.5	31.0	582.9	11.5	0.0286	7.2	565	27	10.57	2.1
3	6-186	II	2,1	0.00	58	33547	593.9	4.1	511.3	16.9	0.0283	3.9	559	14	12.11	3.4
4	6-186	II	2,2	0.00	71	36998	534.8	5.0	548.1	36.8	0.0309	4.6	593	19	12.35	3.2
5	6-186	I	2,3	6.59	151	2163	14.8	14.3	631.5	22.2	0.0272	5.7	538	19	9.08	1.9
6	6-186	I	2,4	6.78	207	3251	16.2	22.8	728.2	26.4	0.0269	11.3	536	48	7.79	2.0
7	6-186	II	2,7	0.43	87	40206	476.4	5.8	478.4	15.2	0.0302	4.3	591	25	12.93	3.3
8	6-186	I	3,1	1.74	103	751	7.5	9.4	639.5	14.4	0.0350	3.2	687	21	9.42	2.1
9	6-186	I	3,2	5.14	139	3681	27.3	14.1	684.3	22.4	0.0225	3.8	441	11	8.47	2.1
10	6-186	II	4,1	4.96	192	44595	240.4	12.2	437.1	15.3	0.0328	3.0	648	18	13.55	2.0
11	6-219	I	1,1	0.41	464	286	0.6	40.7	624.7	10.0	0.0275	6.1	537	17	9.79	1.7
12	6-219	I	1,2	1.32	270	3817	14.6	25.2	658.4	13.8	0.0406	3.2	782	26	9.18	2.1
13	6-219	I	2,1	1.87	577	7439	13.3	52.1	632.3	12.7	0.0352	10.5	683	66	9.52	1.7
14	6-219	I	3,1	7.55	201	2965	15.2	19.3	633.1	20.0	0.0375	6.3	739	46	8.96	2.1
15	6-219	I	3,2	1.55	267	3762	14.6	24.9	654.3	13.8	0.0271	5.1	531	21	9.22	2.0
16	6-239	I	1,1	2.45	618	6905	11.5	48.3	548.1	11.0	0.0228	4.5	455	20	10.99	1.7
17	6-251	I	1,1	0.90	440	4733	11.1	40.6	651.9	12.9	0.0183	2.6	365	9	9.31	1.9

Примечание. Аналитическая ошибка – 1σ. Ошибка при калибровке стандарта Томсон Майн составила 0.52% (1σ). Здесь и в табл. 5: Pb_c – нерадиоогенный свинец, Pb* – радиоогенный свинец. * – коррекция приведена в расчете на измеренный ^{204}Pb . Au (г/т): 112-141 – 15, 6-186 – 16.9, 6-219 – 5.1, 6-239 – 0.8, 6-251 – 1.1.

Таблица 5. Результаты U-Th-Pb-SHRIMP-анализа циркона из руд и вмещающих пород месторождения Сухой Лог

№ п.п.	№ образца	Тип	Зерно, анализ	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_*, \text{г/т}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	Дискордантность, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ *	$\pm\%$
1	112-141	II	6,1	0.53	650	1064	1.69	40.7	450.8	18.6	48	13.80	4.3	0.0618	5.7	0.62	7.1
2	112-140	II	12,1	1.36	1125	1063	0.98	76.6	485.4	6.2	46	12.79	1.3	0.0630	10.3	0.68	10.4
3	112-140	II	15,1	0.92	158	155	1.01	11.4	512.5	5.9	32	12.08	1.2	0.0621	8.0	0.71	8.1
4	6-244	II	6,1	0.77	1323	615	0.48	102.3	551.4	17.2	-14	11.19	3.3	0.0566	5.2	0.70	6.1
5	112-141	II	15,1	2.86	260	230	0.91	20.6	552.9	19.2	64	11.15	3.6	0.0692	13.9	0.85	14.3
6	112-141	II	6,2	0.90	530	875	1.71	41.5	557.8	17.5	6	11.06	3.3	0.0596	5.8	0.74	6.7
7	112-140	III	19,1	0.79	1466	926	0.65	116.8	567.8	3.1	15	10.86	0.6	0.0614	4.2	0.78	4.2
8	112-141	II	13,1	0.74	505	443	0.91	40.3	568.9	17.9	-12	10.83	3.3	0.0572	5.5	0.73	6.4
9	112-140	II	22,1	0.76	703	489	0.72	56.3	570.9	5.0	-24	10.80	0.9	0.0555	6.3	0.71	6.3
10	112-140	II	11,1	1.26	423	471	1.15	34.3	574.1	5.1	76	10.74	0.9	0.0728	6.9	0.94	7.0
11	6-244	II	7,1	1.12	537	545	1.05	43.8	577.8	18.3	0	10.66	3.3	0.0592	7.7	0.77	8.3
12	112-141	II	7,1	2.75	218	171	0.81	18.3	582.7	21.3	-12	10.56	3.8	0.0576	17.5	0.75	17.9
13	112-140	II	13,1	1.73	3909	1408	0.37	323.9	583.7	6.2	-14	10.55	1.1	0.0573	9.6	0.75	9.7
14	6-244	II	3,1	2.63	326	242	0.77	27.3	584.1	19.0	-8	10.53	3.4	0.0582	11.0	0.76	11.5
15	112-140	II	14,1	1.53	248	156	0.65	20.8	592.2	6.2	-37	10.39	1.1	0.0540	10.9	0.72	10.9
16	112-141	IV	12,1	0.60	229	158	0.71	18.9	593.9	19.1	71	10.36	3.4	0.0730	4.4	0.97	5.6
17	112-140	II	6,1	1.00	122	102	0.87	10.2	597.0	8.0	-30	10.31	1.4	0.0551	14.9	0.74	15.0
18	112-140	IV	8,1	0.14	830	1924	2.40	70.1	606.0	2.8	7	10.15	0.5	0.0612	2.1	0.83	2.1
19	112-141	II	9,1	0.48	273	228	0.87	23.4	611.1	19.8	9	10.05	3.4	0.0618	6.6	0.85	7.4
20	112-140	II	16,1	1.13	1927	2158	1.16	170.4	625.0	2.7	69	9.82	0.5	0.0746	2.3	1.05	2.4
21	112-140	III	3,1	1.11	110	99	0.93	9.8	626.0	8.9	-22	9.81	1.5	0.0569	16.0	0.80	16.0
22	112-141	I	17,1	7.01	528	306	0.60	50.3	629.9	20.2	26	9.70	3.4	0.0656	13.7	0.93	14.1
23	112-140	II	14,2	0.54	1900	627	0.34	168.8	631.2	4.6	-16	9.72	0.8	0.0580	4.8	0.82	4.9
24	112-140	II	12,2	1.00	172	152	0.91	15.5	634.3	6.8	-23	9.67	1.1	0.0570	9.4	0.81	9.5
25	112-141	II	3,1	0.06	198	208	1.09	17.9	645.1	21.3	31	9.50	3.5	0.0672	3.1	0.98	4.6
26	6-244	III	1,1	0.17	1234	936	0.78	112.9	651.1	19.9	2	9.41	3.2	0.0617	2.0	0.90	3.8
27	112-141	II	4,1	0.45	186	206	1.14	17.1	653.7	21.8	60	9.37	3.5	0.0742	4.4	1.09	5.7

Таблица 5. Продолжение

№ п.п.	№ образца	Тип	Зерно, анализ	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, г/тнс	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{г/т}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	Дискордантность, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ *	$\pm\%$
28	112-140	II	1,1	0.14	785	313	0.41	72.1	653.9	3.8	64	9.37	0.6	0.0751	1.8	1.10	1.9
29	112-140	III	9,1	0.98	90	61	0.70	8.4	655.5	10.4	-35	9.34	1.7	0.0553	14.6	0.82	14.7
30	112-140	III	2,1	0.40	912	196	0.22	86.4	671.7	2.7	-3	9.11	0.4	0.0614	1.9	0.93	2.0
31	112-140	III	4,1	0.90	128	166	1.34	12.6	696.1	8.0	3	8.77	1.2	0.0633	10.6	1.00	10.7
32	112-141	II	1,1	0.04	486	387	0.82	47.9	700.6	21.7	9	8.71	3.3	0.0647	1.9	1.02	3.8
33	112-140	II	18,1	2.48	272	185	0.70	27.7	703.7	9.8	-58	8.67	1.5	0.0522	14.3	0.83	14.4
34	112-141	III	16,1	0.16	65	38	0.61	6.5	711.0	25.0	62	8.57	3.7	0.0782	4.7	1.26	6.0
35	112-141	III	2,1	0.89	237	390	1.70	24.3	722.2	23.0	11	8.43	3.4	0.0659	5.5	1.08	6.5
36	112-140	II	17,1	0.89	405	226	0.58	42.2	731.5	4.9	-8	8.32	0.7	0.0620	3.9	1.03	3.9
37	112-141	I	14,1	0.12	1557	738	0.49	162.5	738.4	22.3	12	8.24	3.2	0.0667	1.2	1.12	3.4
38	112-140	I	20,1	0.29	2014	998	0.51	214.4	751.0	4.5	2	8.09	0.6	0.0647	2.5	1.10	2.6
39	6-244	IV	4,1	0.28	325	210	0.67	35.5	768.6	24.3	35	7.90	3.3	0.0740	2.8	1.29	4.4
40	112-141	IV	10,1	0.68	544	398	0.76	60.5	779.1	24.0	-15	7.78	3.3	0.0617	3.7	1.09	4.9
41	112-140	II	5,2	2.00	1320	811	0.63	154.9	809.5	3.9	135	7.47	0.5	0.1163	1.7	2.15	1.8
42	112-141	II	5,1	0.30	1185	469	0.41	170.3	994.1	32.7	66	6.00	3.5	0.1014	1.5	2.33	3.8
43	6-244	III	9,1	0.50	179	167	0.97	29.3	1119.1	35.3	62	5.27	3.4	0.1111	2.4	2.90	4.2
44	6-244	III	2,1	0.23	801	575	0.74	155.9	1313.3	38.4	-2	4.42	3.2	0.0837	1.2	2.61	3.5
45	112-140	II	7,1	0.17	582	87	0.16	114.4	1325.3	6.5	24	4.38	0.5	0.1007	1.2	3.17	1.3
46	112-140	II	5,1	0.26	509	364	0.74	128.0	1650.1	7.4	44	3.43	0.5	0.1531	0.7	6.16	0.9
47	112-140	I	10,1	0.77	103	81	0.81	28.7	1804.6	15.8	0	3.10	1.0	0.1102	3.8	4.91	3.9
48	112-141	IV	8,1	0.74	269	154	0.59	80.9	1920.5	55.2	0	2.88	3.3	0.1180	2.2	5.65	4.0
49	112-141	IV	11,1	0.05	96	82	0.89	35.5	2309.3	67.7	24	2.32	3.5	0.2041	1.3	12.12	3.7
50	6-244	IV	5,1	0.37	149	224	1.55	55.9	2323.0	65.6	4	2.30	3.4	0.1570	1.8	9.39	3.8
51	6-244	IV	8,1	0.15	94	54	0.60	36.3	2392.6	68.6	13	2.22	3.4	0.1850	1.5	11.46	3.7
52	112-140	IV	21,1	0.26	152	182	1.24	63.2	2546.7	18.1	6	2.06	0.9	0.1837	1.2	12.27	1.5

Примечание. Аналитическая ошибка – 1σ. Ошибка при калибровке стандарта Темора составила 0.39% (1σ).

ют, что гидротермальный флюид характеризовался повышенной активностью Th. Обычно высокие содержания Th характерны для магматического высокотемпературного монацита преимущественно в кислых гранитоидных сериях и, возможно, что повышенные содержания Th отражают связь гидротермального флюида с гранитоидным магматизмом. С другой стороны, повышенные концентрации Th могут быть связаны и с циркуляцией высокотемпературного метаморфогенного углекислого флюида в слабощелочной среде карбонатных пород, где Th весьма подвижен, хотя большинство литературных источников подтверждают, что для метаморфогенных флюидов более типичны низкие содержания U и Th. Основная форма переноса РЗЭ и, возможно Th, в слабокислых растворах — их гидрокарбонатные комплексы (Реуков, 2006), а причиной отложения РЗЭ минералов может быть подщелачивание растворов при взаимодействии и достижении равновесия с вмещающими карбонатными породами. Экспериментальные работы показывают, что растворимость монацита уменьшается с увеличением температуры до 300°C, но при более высоких температурах растворимость увеличивается (Wood, 2004). Таким образом, в условиях серицитовой субфации зеленосланцевой фации монацит устойчив и рост более молодой генерации (монацита II) мог происходить только при развитии заметно более высокотемпературного процесса, каким является рудообразующий процесс. Температура гидротермального рудообразования на месторождении могла достигать 385°C, а давление — 2450 бар, по данным изучения флюидных включений в кварце (Distler *et al.*, 2004). При этом не исключено, что могли существовать и более высокие температуры, при которых основной составляющей флюида была газовая углекислотная фаза. Сосуществование двух типов флюидов — жидкого водного и газообразного с преобладающим углекислым газом — установлено на многих типах орогенных месторождений, но не всегда возможно установить являются ли они результатом фазовой сепарации единого флюида или результатом смешения (Бортников, 2005). Транспортные свойства углекислого флюида могли обеспечить как образование высокотермальных акцессорных минералов, так и некоторых рудных минералов, например, платиновой группы, описанных в рудах месторождения (Дистлер и др., 1996; Развозжаева и др., 2002; Distler, Yudovskaya, 2005). Крупное самородное золото также формировалось из существенно углекислого флюида, о чем свидетельствует состав газовых включений в золоте из Ленского района — 79.8 об.% CO₂ при 8.7 об.% CH₄ и 11.5 об.% N₂ (Петровская, 1973).

Циркон известен своей устойчивостью и высокой температурой закрытия изотопных систем. Вместе с тем установлено, что в условиях зеленосланцевого метаморфизма черносланцевых карбонатных осадочных пород циркон может быть изменен и перекристаллизован. Как показано на приме-

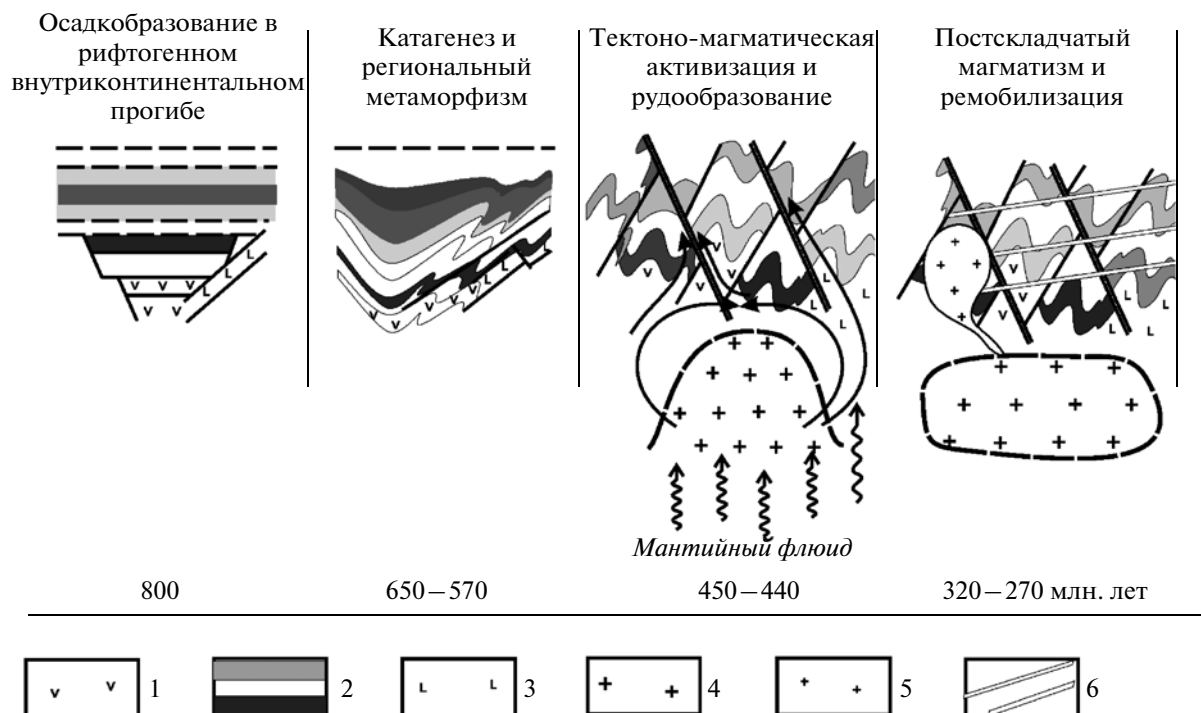
ре изучения зеленосланцевых толщ 19 различных формаций в Австралии с возрастом от архея до палеозоя, гидротермальные изменения циркона при метаморфизме проявляются только среди пород пелитовой размерности и в карбонатных сланцах, тогда как в грубообломочных фациях эти новообразования не установлены (Rasmussen, 2005). Изменения обычно представляют собой автоэпитаксиальный рост микрористаллов новообразованного циркона на гранях детритовых фаз, тогда как внутреннее строение циркона остается неизменным. Отмеченная закономерность подтверждается и для циркона Сухого Лога — ядерные части детритовых фаз изменены в редких случаях, чаще всего, когда детритовая фаза была метамиктной. Высокие содержания Th в гидротермальных фазах по сравнению с детритовыми фазами предполагают, что их рост происходил (или был завершен) в гидротермальный этап рудообразования при более высоких температурах, одновременно с образованием высокотермального монацита II.

Так как структура зерен монацита I однозначно указывает на его докинематическое формирование при метаморфизме или катагенезе около 650 млн. лет назад, то возраст вмещающих черных сланцев не может быть моложе 650 млн. лет. Соответственно пики датировок циркона 570 и 630 млн. лет отражают возраст новообразованных метаморфогенных фаз, а также частично омоложение и нарушение U-Th-Pb-изотопной системы детритовых фаз при метаморфизме.

Существование популяций детритового циркона с возрастом 800–650 млн. лет говорит о развитии орогенных процессов с активным магматизмом в этот период. Интрузивные комплексы верхнерифейского возраста не описаны для Бодайбинского района. Группы конкордантных U-Pb-возрастов детритового циркона в интервалах 700–670 и 750–720 млн. лет, очевидно, указывают на существование его магматического источника с этим возрастом. Последнему могут соответствовать гранитоиды язовского комплекса, описанные на Тонодском поднятии, для которых А.М. Лариным и А.Л. Неймарком U-Pb-методом по циркону был установлен возраст 730 ± 97 млн. лет (Докембрий..., 1995). Более древний детритовый циркон, очевидно, поступал при эрозии нижнепротерозойских постколлизийных чуйско-нечерских гранитоидов с возрастом 1950–1850 млн. лет (Докембрий..., 1995). Архейский возраст популяции детритового циркона говорит о возможном размыве более древних массивов архейского основания Сибирской платформы или соседней Северо-Байкальской зоны (Рыцк и др., 2006).

Возраст осадконакопления и метаморфизма

Совокупность различных геохронологических данных свидетельствует, что процесс осадконакоп-



Фиг. 16. Модель формирования месторождения Сухой Лог (Distler *et al.*, 2004; с изменениями).

1 – вулканогенные отложения; 2 – черносланцевые известковистые толщи с различным содержанием $C_{орг}$; 3 – базит-гипербазитовые интрузии; 4 – внутрикоровые анатектические очаги гранитоидной магмы; 5 – гранитные интрузивы; 6 – жильные комплексы.

ления ныгринской серии закончился в период времени близкий к верхней границе докембрия. Широкий ранг возрастов установлен для гипабиссальных габбро-долеритовых силлов в основании разреза баракунской свиты в составе дальнетайгинской серии (синхронной ныгринской рудовмещающей вери) – 633–520 млн. лет по данным К-Аг-датирования (Олейников и др., 1983). К-Аг- и Rb-Sr-данные по валовым пробам осадочных пород дальнетайгинской серии свидетельствуют о проявлении процессов эпигенетического преобразования с возрастом в интервале 530–450 млн. лет (Виноградов и др., 1996). Предположения о вендском, а не поздне-рифейском возрасте верхних разделов патомской серии были высказаны И.К. Советовым (Sovetov, 2002) на основании корреляции их с осадочными свитами южной Сибири.

Изучение детритового циркона из рудовмещающих сланцев месторождений Сухой Лог и Вернинское методом LA-ICP-MS позволило С. Меффре и др. (Meffre *et al.*, 2008) утверждать, что рудовмещающие сланцы хомолхинской и аунакитской свит, соответственно, содержат одну и ту же наиболее молодую популяцию циркона. Обе эти свиты, таким образом, должны быть моложе 600 ± 10 млн. лет, т.е. являться вендскими. Существование молодой популяции циркона моложе 600 млн. лет, по их мнению, отражает существенный вклад син-диагенети-

ческого ювенильного (вулканогенного или эксгальционного?) материала при накоплении черных сланцев. Этот возраст почти совпадает с учетом отклонения с полученным ими средневзвешенным значением возраста метаморфического монацита, который составил около 573 ± 12 млн. лет, т.е. примерно 5–50 млн. лет после отложения вмещающих пород. Отложения хомолхинской и аунакитской свит, мощности которых варьируют от 400 до 1000 м, разделяют отложения имняхской свиты с той же мощностью в данном районе, что требует около 50 млн. лет для их отложения, принимая даже максимальную скорость осадконакопления. Выше аунакитских сланцев согласно продолжается терригенно-карбонатный разрез юдомского горизонта венда, общей мощностью не менее 1000 м, которые охвачены тем же единым региональным метаморфизмом (Докембрий..., 1995; Немеров, Станевич, 2001).

Наши данные, очевидно, доказывают более древний возраст метаморфогенного монацита, которые оставляют большой временной промежуток между процессами осадконакопления и метаморфизма. Такой возраст был также получен и в работе (Meffre *et al.*, 2008), но он был проинтерпретирован как возраст детритового монацита. Противоречие, вызванное близкими возрастными самой молодой популяции циркона и метаморфического монацита, может быть объяснено тем, что пики значений

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного возраста циркона (570 и 630 млн. лет, фиг. 15) отражают время его роста или омоложения при метаморфизме, а не возраст детритовых фаз. Этому нижнему возрастному пределу регионального метаморфизма близка Rb-Sr-изохронная датировка 625 ± 60 млн. лет, определенная по хлоритовому парагенезису для Бодайбинского района (Вилор и др., 1991).

Возраст золотых руд

Возраст рудообразующего процесса, исходя из U-Th-Pb-изотопных данных для циркона и монацита, составляет 450–440 млн. лет и устанавливается по пересечению дискордий с конкордиями (фиг. 12, 15, 16). Это значение возраста хорошо согласуется с полученной ранее Rb-Sr-изохроной с возрастом $T = 447 \pm 6$ млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7126 \pm 1$, СКВО = 22) по 12 валовым пробам из скважины SRK97-6 (Лаверов и др., 2007). Геохимические и минералогические данные по этой скважине показывают заметный привнос K и вынос Na в рудной зоне (фиг. 4), а также преимущественное развитие мусковита в пределах рудной зоны, который, наряду с породообразующим серицитом, является основным концентратором Rb и Sr. Привнос K и вынос Na в рудной зоне также подтверждается в работе В.Л. Русина и др. (2008), где обосновывается синрудное метасоматическое происхождение K-слюд. Преимущественное развитие мусковита в составе золото-кварц-сульфидного жильного парагенезиса позволяет утверждать, что мусковит в пределах рудной зоны сформировался в этап гидротермального рудообразования, хотя и наследовал материал метаморфогенных и диагенетических слюд, которые имели существенно натриевую специализацию. Время формирования мусковита может быть прямо соотнесено с временем формирования минерализации. Rb-Sr-изотопные данные для неминерализованных пород валюхтинской свиты (возрастного аналога хомолхинской во внешней части Патомского нагорья, образцы В.К. Немерова) существенно отклоняются от изохроны. Они формируют зависимость с аппроксимирующей линией соответствующей возрасту около 555 млн. лет, что может быть интерпретировано как датировка регионального метаморфизма.

Близкий возраст события (441 ± 57 млн. лет), которое привело к нарушению U-Pb-системы в детритовых цирконах, установлен для золотого месторождения Ходокан, локализованного в осадочных породах пурпольской свиты мезопротерозоя (Ланда и др., 2006), в то время как возраст метасоматитов этого месторождения был определен Rb-Sr-методом и составляет 492 ± 70 млн. лет.

Герцинская тектоно-магматическая активизация

С этапом тектоно-магматической активизации в районе связано становление гранитоидов конкундеро-мамаканского комплекса. Результаты определений изотопного возраста гранитоидов Константиновского массива не совсем однозначны. По данным И.К. Рундквист и др. (1992), возраст циркона, определенный U-Pb методом, составляет 614 ± 10 млн. лет, в то время тот же метод определения по сфену дал два возраста – 354 и 290 ± 20 млн. лет, а K-Ar датировка по биотиту показала возраст 298 ± 7 млн. лет. Резкое расхождение результатов изотопного исследования цирконов и других аксессуарных минералов также отмечено в исследовании Л.А. Неймарка и др. (1993). Эти авторы показали U-Pb датировки для циркона в диапазоне 650–530 млн. лет, тогда как Sm-Nd-изохрона по фракциям плагиоклаза, клинопироксена и амфибола соответствовала возрасту 321 ± 39 млн. лет. Такие различия авторы объяснили наследованием более древнего циркона при формировании анатектических гранитоидов. Кроме того, авторы отметили отсутствие линейной зависимости для циркона на диаграмме с конкордией, что указывает на потери радиогенного свинца при неполном растворении цирконов и перекристаллизации.

U-Pb-датирование по циркону, по данным Бухарова и др. (1992) дало диапазон возрастов от 272 млн. лет для биотитовых гранитов до 325 млн. лет для граносиенитов конкундеро-мамаканского комплекса. Новые изотопные данные для интрузивов Ангаро-Витимского батолита подтвердили перерыв до 70 млн. лет в эволюционном развитии между ранней (340–320 млн. лет) и поздней (310–270 млн. лет) фазами герцинского гранитоидного магматизма (Цыганков и др., 2007).

Rb-Sr-изучение гидротермального кварца из скважин SRK97-6 (образцы 6-197.3, 6-198.8, 6-237, фиг. 5) и SRK97-2 показало, что его Rb-Sr-изотопный возраст ($T = 321 \pm 14$ млн. лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7166 \pm 4$ и СКВО = 11) совпадает с возрастом становления ранней фазы гранитоидов конкундеро-мамаканского комплекса и, очевидно, свидетельствует о генетической связи кварцево-жильных тел и гранитоидов (Лаверов и др., 2007). Нужно отметить, что эти интервалы из скважины SRK97-6 бедны золотом (фиг. 5), хотя образец 6-198.8 содержит видимый галенит с Pb-Pb-модельным возрастом 350 и 397 млн. лет (Distler *et al.*, 2004).

Присутствие мелких кристаллов монацита с пиками изотопных возрастов 375 ± 20 и 288 ± 22 млн. лет (Meffre *et al.*, 2008) также подтверждает проявление этапа ремобилизации в рудах, связанного с внедрением двух фаз герцинского гранитоидного комплекса.

Сопоставление имеющихся Pb-Pb-данных для сульфидов месторождения Сухой Лог и валовых проб пород магматических комплексов, выходы ко-

торых фиксируются в Бодайбинском районе, показывает их разнородность. Как это было отмечено еще И.К. Рундквист и др. (1992) и подтверждено в дальнейшем С. Меффре и др. (Meffre *et al.*, 2008) и И.В.Чернышевым и др. (2009), изотопный состав Pb в рудных минералах существенно отличается от изотопного состава Pb биотитовых гранитов Константиновского штока (конкудеро-мамаканский комплекс) и диоритовых даек (кадали-бутуинский комплекс). Поэтому, герцинские гранитоиды не могут рассматриваться в качестве потенциальных источников рудного свинца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несомненно, что основным доводом в пользу постдеформационного формирования месторождения является структурный контроль оруденения и его приуроченность к антиклинальной складке и складчато-разрывным структурам меньших порядков. Хотя только 15–20% общего золота связано непосредственно с кварцем, эта его часть отличается большей крупностью и легкой обогатимостью. При этом свободное золото, связанное с сульфидами, в основном приурочено к мелким кварц-сульфидным прожилкам, которые являются наиболее богатыми рудами месторождения. Соотношения двух генераций монацита в сростаниях демонстрируют проявления двух геологических процессов, из которых метаморфизм более древний. Изотопное локальное датирование минеральных фаз из метаморфогенных парагенезисов указывает, что черные сланцы хомолхинской свиты Бодайбинского синклинория были метаморфизованы в течение длительного периода времени с возрастом пиков метаморфизма около 570 и 650–630 млн. лет (фиг. 16). История метаморфизма была длительной и многоактной. Это также подтверждается некоторыми датировками метаморфических событий на сопредельных территориях, которые укладываются в этот интервал, но значимо различаются между собой. Близкий возраст складчатых деформаций, метаморфизма (590 млн. лет) и сопряженного многофазного магматизма установлен для соседней Байкало-Муйской зоны (Рыцк и др., 2007), а несколько более молодой (около 512 млн. лет) — для вендских слабо метаморфизованных образований Уринского поднятия (Виноградов и др., 1996). Очевидно, когда глубоко погруженные части разреза испытывали метаморфическое преобразование, вышележащие осадочные толщи (верхи венда, кембрий) в это время только накапливались. Первый пик метаморфизма может соответствовать больше условиям эпи- и катагенеза, а второй пик — собственно условиям зеленосланцевого метаморфизма серицитов и серицит-хлоритовой субфаций.

Изотопное датирование высокотемпературного монацита и новообразованного циркона из руд месторождения свидетельствует, что в рудной зоне был

проявлен высокотемпературный процесс с возрастом около 450–440 млн. лет (фиг. 16). Этот процесс контролировал концентрирование и распределение золота и с ним связывается формирование кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов того же возраста. Эта датировка является существенно более древней, чем возраст герцинских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. Поэтому предполагаем, что скрытый гранитоидный плутон, установленный под месторождением Сухой Лог, по геофизическим данным, связан с каледонской гранитизацией, производными которой являются также плутоны мамского гранитоидного комплекса. Герцинские граниты не могли быть источником рудообразующих флюидов на месторождении, хотя с ними были связаны гидротермальные процессы, выразившиеся в становлении жильного комплекса и существенном переотложении рудного вещества.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны руководству и геологам компании “Полюс-Золото” особенно В.Г. Мартыненко, В.Ф. Бенедюку и Е.В. Евлановой за помощь и поддержку при проведении полевых работ. Авторы благодарят Ю.А. Костицына и А.В. Чугаева за ценные комментарии и обсуждение в ходе подготовки статьи. Критические замечания Н.С. Бортникова и И.В. Чернышева способствовали существенному улучшению изложения материала.

Эту статью авторы посвящают талантливому геологу Владимиру Кузьмичу Немерову, с которым тесно сотрудничали во время исследований оруденения Бодайбинского района.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05–05–65344) и Программы № 2 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Наука, 1982.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М.* Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997.
- Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В.* Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 12. С. 29–39.

- Викулова Л.П., Серова Н.Л., Новикова А.Н. Комплекси-рование методов при изучении пирита одного из золоторудных месторождений Восточной Сибири // Новые методы анализа минерального сырья. Иркутск: Вост-СибНИИГиМС, 1977. С. 46–54.
- Викулова Л.П., Ожогина Е.Г., Дубинчук В.Т., Викулова Е.А. Минералого-геохимические критерии золото-сульфидных руд Бодайбинского района (Иркутская область) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во ин-та географии СО РАН, 2005. Т. 1. С. 122–127.
- Вилор Н.В., Ленин В.С., Станевич А.М. и др. Радиологическое и палеофитологическое датирование осадконакопления и преобразования пород Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 396–400.
- Вилор Н.В., Развозжаева Э. А., Прокочук С. И. и др. Гранулометрические характеристики золота в месторождениях севера Байкало-Патомского нагорья (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 536–544.
- Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. и др. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских образований Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315–341.
- Гаврилов А.М., Кражев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.
- Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995
- Коткин В.В. Металлогенетическое районирование, критерии прогноза и модель формирования золотого оруденения одного из рудных районов Восточной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1984. С. 1–20.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2.
- Кражев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1108–1117.
- Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В., Спиридонов А. И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Докл. РАН. 2006. Т. 407. С. 793–797.
- Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.
- Ланда Э.А., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. и др. Изотопно-геохимические и геохронологические особенности золоторудного месторождения Ходокан (Восточная Сибирь) // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 144–152.
- Ленский золотоносный район. М.: Недра, 1971. Т. 1.
- Лишевский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.
- Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И. и др. Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза рудного поля и района // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 55–67.
- Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных формаций. М.: Наука, 1993. С. 124–146.
- Немеров В. К., Станевич А. М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
- Олейников Б.В., Томшин М.Д., Копылова А.Г. Основные породы Уринского поднятия // Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных основных пород Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1983. С. 146–167.
- Попов Н.П., Лисий В.А. Перспективный тип золоторудных месторождений Сибири // Разведка и охрана недр. 1974. № 7. С. 4–14.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.
- Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 116–124.
- Реуков В.В. Экспериментальное исследование сульфатных и карбонатных комплексов неодима в гидротермальных растворах: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
- Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993.
- Рундквист Д.В. Фактор времени в образовании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, мегастадии и стадии рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 11–24.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кражев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

- Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеев А.М.* Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // Докл. РАН. 2006. Т. 407. С. 819–822.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др.* Изотопный состав свинца по данным высокоточного MS-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Шер С.Д.* Металлогения золота. М.: Недра, 1972.
- Юдович Э.Я., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Ленинград: Наука, 1988.
- Baldwin S.L., Ireland T.R.* A tale of two eras: Pliocene-Pleistocene unroofing of Cenozoic and late Archean zircons from active metamorphic core complexes, Solomon Sea, Papua New Guinea // Geology. 1995. V. 23. P. 1023–1026.
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al.* “TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A.* Polymetallic PGE-Au mineralization of the Sukhoi Log deposit, Russia // Exploration for deposits of platinum-group elements. Mineral. Association of Canada Short Course Series. 2005. V. 35. P. 457–485.
- Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L. et al.* Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geol. Reviews. 2004. V. 24/1-2. P. 7–44.
- Giles D., Nutman A.* SHRIMP U-Pb monazite dating of 1600–1580 Ma amphibolite facies metamorphism in the southeastern Mount Isa Block, Australia // Austral. J. Earth Sci. 2002. V. 49. P. 455–465.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B. et al.* Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 407–450.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al.* Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
- Lobato L.M., Santos J.O.S., McNaughton N.J. et al.* U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiaba’ gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Ore Geol. Reviews. 2007. V. 32. P. 674–680.
- Ludwig K. R.* SQUID 1.12 A User’s Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2005₁. P. 22. <http://www.bgc.org/kl-programmenu.html>
- Ludwig K. R.* User’s Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2005₂. P. 71. <http://www.bgc.org/kl-programmenu.html>
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Meffre S., Large R. R., Scott R. et al.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2008. V.72. P. 2377–2391.
- Pigois J.-P., Groves D. I., Fletcher I. R. et al.* Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana // Mineralium Deposita. 2003. V. 38. P. 695–714.
- Rasmussen B.* Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at 250°C // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 146–155.
- Rasmussen B., Fletcher Ian R., McNaughton Neal J.* Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales // Geology. 2001. V. 29. P. 963–966.
- Rasmussen B., Fletcher Ian R., Muhling Janet R.* In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 670–690.
- Sovetov J.K.* Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Russ. J. Earth Sci. 2002. V. 4. P. 363–387.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stern R A., Berman R G.* Monazite U-Pb and Th-Pb geochronology by ion microprobe, with an application to in situ dating of an Archean metasedimentary rock // Chem. Geol. 2000. V. 172. P. 113–130.
- Taylor H.P., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985.
- Vielreicher N .M.* Hydrothermal monazite and xenotime geochronology: a new direction for precise dating of orogenic gold mineralization // SEG Newsletter. 2003. № 53.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wood S.* The hydrothermal geochemistry of the rare earth elements // Gangue. 2004. № 81. P. 1–6.