УДК 552.4:552.13(551.2)

# ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕНОСНЫХ ПОРОД ГОНДИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА (Восточное Прибайкалье)

#### С.И. Школьник, И.Г. Бараш, М.Д. Буянтуев\*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия \*Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Приведены данные по минеральному и геохимическому составам метаосадочных марганценосных пород итанцинской свиты Икатского террейна. По минеральному составу исследованные кварцспессартиновые породы свиты относятся к гондитам. Основными минералами-концентраторами марганца являются гранат, пирофанит, Мп-ильменит, а второстепенными — родонит и Мп-амфибол. Отличия химического и минерального составов двух марганценосных залежей итанцинской свиты (Усутайского месторождения и Алмарнатольского проявления) связываются с разными источниками поступления вещества, удаленностью от устья гидротермальной активности и различной степенью постседиментационных преобразований. Накопление марганценосных отложений свиты происходило в позднем неопротерозое (эдиакарии) в осадочном бассейне в непосредственной близости от континентальных источников сноса и при синхронной осадкообразованию вулканической деятельности.

Гондиты, Икатский террейн, итанцинская свита, геохимия, минералогия, условия формирования.

# ISOTOPE-GEOCHEMICAL COMPOSITION, MINERALOGY, AND GENESIS OF Mn-BEARING ROCKS OF THE GONDITE ASSOCIATION OF THE IKAT TERRANE (eastern Baikal area)

#### S.I. Shkol'nik, I.G. Barash, and M.D. Buyantuev

We present data on the mineral and geochemical compositions of metasedimentary Mn-bearing rocks of the Itantsa Formation of the Ikat terrane. According to the mineral composition, the studied quartz-spessartine rocks of the formation are referred to as gondites. The main Mn-concentrating minerals are garnet, pyrophanite, and Mn-ilmenite, and the secondary ones are rhodonite and Mn-amphibole. Two Mn-bearing objects of the Itantsa Formation (Usutai deposit and Almarnatol occurrence) show differences in chemical and mineral compositions, related to different sources of their material, different distances from the mouth of a hydrothermal vent, and different degrees of postsedimentary alteration. The Mn-bearing deposits of the formation accumulated in a sedimentary basin in the immediate vicinity of continental provenance areas in the Late Neoproterozoic (Ediacaran), under synchronous volcanic activity.

Gondites, Ikat terrane, Itantsa Formation, geochemistry, mineralogy, formation conditions

#### введение

С венд-кембрийским этапом развития Земли связываются планетарные изменения в климате, эволюции биосферы, широкомасштабные оледенения и последующие постгляциальные трансгрессии, к этому же рубежу приурочена и глобальная эпоха накопления марганца. В пределах палеоазиатской части в этот временной период происходит формирование ряда крупных месторождений марганца Дальнего Востока, Енисейского кряжа, Алтае-Саянской и Байкальской марганцеворудных провинций [Головко, 1982; Рахманов и др., 1982; Гурвич и др., 1982; Кулешов, 2011; и др.]. Широкое распространение марганценосных пород и приуроченность их к различным по происхождению и геологическому строению толщам типичны и для прибайкальской части Центрально-Азиатского подвижного пояса [Бетехтин, 1946; Беличенко, 1969; Осокин, 1989; Конева, 1998; и др.]. Как правило, все рудопроявления располагаются в пределах мощных осадочно-вулканогенных толщ террейнов (Хамардабанский, Ольхонский, Икатский), степень метаморфического преобразования которых варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой.

В пределах Хамардабанского композитного террейна известно Слюдянское рудопроявление марганца, приуроченное к нижней части терригенно-карбонатной хангарульской серии [Васильев, 1981]. Наиболее распространенным типом марганцевых и марганцевистых пород здесь являются диопсидовые

© С.И. Школьник<sup>⊠</sup>, И.Г. Бараш, М.Д. Буянтуев, 2019 <sup>⊠</sup>e-mail: sink@crust.irk.ru

#### DOI: 10.15372/GiG2019010

гнейсы и кристаллосланцы, также встречаются гондиты (кварц-гранатовые породы), мраморы и кальцифиры с минералами бустамит-волластонитового ряда. Содержания варьируют от первых до 20—25 мас. % MnO. Изученность рудопроявления достаточно хорошая, особенно ассоциация пород, близких к гондитам [Конева и др., 1998].

В одной из тектонических пластин (ангинская толща) Ольхонского метаморфического террейна выявлен ряд проявлений марганценосных пород, наиболее крупным из которых является Цаган-Забинское [Бетехтин, 1946]. Руды располагаются в толще мраморов и представлены карбонатными, карбонатно-силикатными и силикатными разностями с содержаниями MnO до 40 % [Школьник, Летникова, 2015]. Здесь также обнаружены породы гондитовой формации [Конева и др., 1998].

Икатский террейн характеризуется наличием в его пределах многочисленных рудопроявлений с свойственной для них марганцевой и железомарганцевой минерализацией. Основными из них являются Талойское и Подикатское месторождения Икатского хребта, а также Усутайское месторождение и рудопроявление Алмарнатол хр. Морской. Подикатское месторождение марганца приурочено к икатской свите, состав которой представлен чередованием кремнистых и карбонатных разностей, иногда с примесью глинистого материала. Содержания оксида марганца в породах достигают 30 % и более [Школьник, Летникова, 2015]. Марганцевые породы хр. Морской распространены в пределах эффузивно-карбонатно-сланцевого литологического комплекса итанцинской свиты [Гусев и др., 1970; Осокин и др., 1989]. Детальные минералогические и геохимические исследования рудоносных отложений итанцинской свиты показали, что среди значительного разнообразия марганценосных пород существуют разновидности, которые могут быть отнесены к гондитам.

Первоначально термин «гондит» был применен для метаморфизованных марганценосных осадочных кварц-спессартиновых пород [Fermor, 1909]. В дальнейшем породы подобного состава были обнаружены во многих марганценосных толщах Индии и мира, а особенности их состава и границы термина многократно обсуждались [Варенцов, 1962; Roy, 1965; Кулиш, 1973; Резницкий и др., 1976; Головко, 1977; Конева и др., 1991; Melcher, 1995; Dasgupta et al., 1990; и др.]. Под гондитами понимают метаморфизованные первично обогащенные марганцем алюмосиликатные осадочные породы, не содержащие заметных количеств карбонатного материала. Минеральный состав гондитов помимо двух основных минералов кварца и спессартина может включать пироксмангит, родонит, марганцевые клино- и ортопироксены, Мп-амфиболы и ряд марганцевых аналогов слюд, эпидота и некоторых других [Roy, 1965; Melcher, 1995; Mohaparta, 2005; и др.]. Из оксидов нередко присутствуют Мп-ильменит и пирофанит, а также браунит, голландит, якобсит, гаусманит.

К гондитовой формации помимо гондитов относятся ассоциирующие с ними спессартиновые кварциты, бескарбонатные сланцы с преобладанием в составе алюмосиликатов, частью марганцовистых. В разрезах гондиты могут переслаиваться с известково-силикатными породами и, что особенно важно, с пластовыми телами эндогенных оксидных руд, часто являющихся промышленными [Школьник и др., 20176].

Породы гондитового состава встречаются в различных по степени метаморфического преобразования толщах — от зеленосланцевой до гранулитовой. Состав вмещающих толщ, так же как и химические особенности самих гондитов, могут варьировать в широком диапазоне. В метаморфических толщах Прибайкалья минеральный и химический состав пород гондитовой формации, как уже было сказано выше, был изучен в пределах Ольхонского и Хамардабанского террейнов [Конева и др., 1998], на основании чего был сделан вывод о принадлежности этих образований к одному региональному уровню марганценакопления. В статье приводятся новые данные о минеральном, геохимическом и изотопном составах кварц-спессартиновых пород Икатского террейна и проводится сопоставление их геохимических параметров с гондитами Хамардабанского и Ольхонского террейнов.

# СТРОЕНИЕ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ПОРОД

Икатский террейн занимает северо-восточную часть Байкальской горной области и контактирует (по достаточно условным границам) с Баргузинским, Хамардабанским, Еравнинским и Ольхонским террейнами Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Стратифицированные толщи разделены на несколько серий и свит, состоящих в значительной степени из карбонатных пород. В его строении выделяются Икатский, Курбинский и Селенгинский участки, прежде выделявшиеся как структурноформационные зоны, восстанавливающиеся по фрагментам слагающих их отложений, в обширном поле гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [Беличенко и др., 2006]. Селенгинский участок, отличающийся от других более сложным строением, пространственно расположенный в пределах Морского хребта, представлен вулканогенно-осадочными отложениями итанцинской и бурлинской свит. Итанцинская свита характеризуется значительной пестротой литологического состава и его изменчивостью

# Рис. 1. Схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона и схематизированная геологическая карта района рек Бурля— Усутай (с упрощениями, по [Гусев, 1970]).

Аббревиатуры в кружках — террейны: Хд — Хамардабанский, Тн — Тункинский, Дж — Джидинский, Ол — Ольхонский, Ик — Икатский, Ер — Еравнинский; ТМ — Тувино-Монгольский массив, СК — Сибирская платформа. Прямоугольник на карте — контуры геологической карты. *1* — гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; *2*, *3* — селенгинская серия: *2* — бурлинская свита, *3* — итанцинская свита; *4* — проявления марганца Алмарнатольское (р. Бурля) и Усутайское (р. Усутай).

в латеральном направлении [Осокин и др., 1989]. В ее составе выделяются сланцевокарбонатный, кварцитопесчано-сланцевый, карбонатно-кремнисто-сланцевый и карбонатно-эффузивно-сланцевый литофациальные комплексы. Для свиты типичны горизонты мономинеральных кварцевых песчаников, апатитсодержащих пород, высокографитистых сланцев. Занимающие основное положение в составе свиты породы карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса представле-



ны метаэффузивами основного состава, чередующимися с глинисто-кремнистыми и карбонатными породами [Осокин и др., 1989]. Меньшим развитием пользуются биотитовые гнейсы и кварцитовидные песчаники. Согласно перекрывающая итанцинскую бурлинская свита представлена карбонатными породами с горизонтами углисто-глинистых и фосфоритоносных пород. В карбонатных породах обнаружена кембрийская фауна [Беличенко, 1969]. Метаморфизм свиты нарастает в сторону границы с Ольхонским террейном.

Исследования проводились в пределах карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса, к которому приурочены рудопроявления марганца. Породы комплекса образуют протяженную неширокую полосу с приуроченными к разным краям ее выходов марганцевыми проявлениями (Усутайское и Алмарнатол), прерывающуюся выходами гранитоидов. В пределах рудопроявления Алмарнатол марганценосная пачка залегает среди кремнистых, серицит-хлоритовых и актинолитовых сланцев. Вмещающими для железомарганцевых руд Усутайского месторождения являются кварц-биотитовые роговики и амфиболиты. Изучение минералого-геохимического состава марганцевых пород показало, что среди их значительного разнообразия, в том числе детально изученных в литологическом и минералогическом аспектах [Гусев и др., 1970; Осокин и др., 1989], существуют разновидности пород, которые могут быть отнесены к гондитам.

#### МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ПОРОДЫ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА

Рудопроявление Алмарнатол. Рудопроявление представляет собой пачку марганценосных пород мощностью в первые десятки метров, залегающую среди кремнистых, серицит-хлоритовых и актинолитовых сланцев. Гондиты представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы, состоящие в основном из кварца и граната, в отдельных прослоях обогащенные биотитом и ильменитом (рис. 2, *a*). Иногда в кварц-слюдистых сланцах гондиты образуют тонкие прослои желтоватого цвета (мощностью до 3 см), состоящие в основном из граната и небольшого количества кварца (см. рис. 2,  $\delta$ ). Гранат является одним из важных составляющих гондитов, часто образует идиоморфные зерна или скопления размером от 20 до 50—70 мкм (рис. 3, *a*). Мелкие зерна граната часто формируют прерывистые, практически мономинеральные цепочки, чередующиеся с полосами кварца (см. рис. 3,  $\delta$ ). По составу относится к альмандин-спессартиновому (табл. 1) ряду с содержанием спессартинового минала (до 60 %) и альмандинового (до 33 %), а также в значительных количествах в составе граната присутствует андрадитовый минал (иногда до 20 %) (рис. 4). В качестве акцессорного минерала всегда присутствует Мп-ильменит, который ранее в марганцевых породах Алмарнатольского рудопроявления не диагностировался. Иногда Мп-ильменит совместно с гранатом и кварцем образует маломощные обогащенные полосы (см. рис. 2, *a*), резко отличающиеся по цвету. Но чаще всего встречается в виде мелких





#### Рис. 2. Гондиты итанцинской свиты.

a — массивные и  $\delta$  — тонкополосчатые гондиты Алмаргантольского проявления; e — гондит Усутайского месторождения. Минералы: Grt — гранат, Qtz — кварц, Bi — биотит, Ilm — ильменит, Pft — пирофанит, Rdn — родонит.

редких зерен среди гранатовых полос (см. рис. 2,  $\delta$ ; 3,  $\delta$ ) или в виде тонких (тысячные доли миллиметра) включений (см. рис. 3, a) в гранате. Его состав характеризуется высокой концентрацией железа (до 40 %) и варьирующими содержаниями марганца (от 8 до 19 %) (табл. 2, рис. 5) и может считаться марганцевой разновидностью ильменита. Для Алмарнатольского рудопроявления характерно широкое развитие минералов зоны окисления, представленных псиломеланом и пиролюзитом [Осокин и др., 1989].

Усутайское марганцевое месторождение представляет собой продуктивную пачку, состоящую из нескольких линзо- и пластообразных рудных тел, сложенных преимущественно биотит-кварцевыми роговиками и ортоамфиболитами [Гусев, 1970]. Формирование родонитовых роговиков Усутайского месторождения связывается с метаморфизмом за счет интрузий палеозойских гранитоидов, а первичные рудоносные осадки имели вулканогенно-осадочную природу [Гусев, 1970; Осокин и др., 1989]. Породы гондитового состава приурочены к толще амфиболитов итанцинской свиты, расположенной на некотором удалении от интрузий гранитов. Макроскопически это серые массивные мелкосреднезернистые породы с хорошо различимыми зернами граната. По набору марганцевых минералов гондиты Усутайского месторождения отличаются от Алмарнатольского. Помимо основных минералов гондитов кварца и граната, составляющих до 90 % породы, здесь присутствуют и другие породообразующие марганцевые минералы, такие как родонит, амфибол и пирофанит. Согласно классификации [Melcher, 1995], они относятся к мультиминеральному типу гондитов. Гранат образует хорошо ограненные или округлые кристаллы, заключенные в кварцевом матриксе (см. рис. 2, в) и характеризуется высокой долей содержания спессартинового минала (до 75 %), при близкой доле андрадитовой и альмандиновой составляющих (до 20 %) и невысокой гроссуляровой (см. рис. 4). Родонит формирует неправильные или таблитчатые разноразмерные зерна, иногда довольно крупные, располагающиеся в породе неравномерно (см. рис. 3, в). Его состав достаточно стабилен, отличаясь некоторыми колебаниями в содержаниях железа и магния (рис. 6, табл. 3). Амфибол образует разноразмерные зерна, расположенные в кварцгранатовом матриксе, либо тонкие лейсты в родоните. По составу близок Mn-куммингтониту (прежнее название тиродит), но отличается некоторыми колебаниями в содержаниях MgO и MnO (рис. 7). Минералы зоны окисления представлены коронадитом, псиломеланом, криптомеланом и пиролюзитом [Осокин и др., 1989].





JEOL COMP 20.0 kV ×75 100 μm WD 11 mm



Рис. 3. Минеральные ассоциации гондитов Алмарнатольского проявления  $(a, \delta)$  и Усутайского месторождения (b).

В отличие от Алмарнатольского проявления, для которого был диагностирован Мп-ильменит, гондиты Усутайского месторождения содержат пирофанит, состав его характеризуется высоким (до 40 %) содержанием марганца и невысоким (до 10 %) железа (см. табл. 2). Мп-ильменит является промежуточным членом серии твердых растворов пирофанит (MnTiO<sub>3</sub>) — ильменит (FeTiO<sub>3</sub>). Образование Mn-ильменита (MnTiO<sub>3</sub> ниже 50 мол. %) происходит при частичном замещении двухвалентного железа марганцем в составе ильменита [Дир и др., 1966; Bowles et al., 2011]. Мп-ильменит — достаточно распространенная разновидность ильменита — характерен не только для марганценосных толщ. Совместно с пирофанитом или без него он часто обнаруживается в породах разных генетических типов — гипербазитах [Осипенко, Сидоров, 1999], гранитах [Сzamanske, Mihailik, 1972] и нередко в адамелитах [Snetsinger, 1969]. Отличия составов основных породообразующих минеральных фаз двух проявлений марганца (Mn-ильменит и пирофанит) в пределах свиты связаны, в первую очередь, с различиями в составе протолита.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической «мокрой химии», а концентрации редких элементов — методами оптического спектрального и рентгенофлуоресцентного анализов. Все анализы выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Е.В. Худоногова, С.И. Штельмах, В.В. Щербань, А.В. Наумова, Л.В. Воротынова). Концентрации РЗЭ, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS, детали методики описаны в [Panteeva et al., 2003]. Измерения проведены в ОПЦКП «Ультрамикроанализ» на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 се (Agilent Technologies Inc., США) с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10 %.

Микрозондовые исследования проводились в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск, аналитик Л.Ф. Суворова). Полировки исследовались на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200, Jeol, снабженным растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спек-

Компонент		Гран	нат (Усута	йское м-н	иие)	Гранат (проявл. Алмарнатол)						
SiO <sub>2</sub>	36.82	37.14	36.93	36.87	37.15	36.53	35.96	36.69	36.89	36.31	36.40	36.16
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.21	0.33	0.21	0.29	0.16	0.49	0.19	0.14	0.27	0.11	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.09	19.89	20.22	20.10	20.04	18.55	19.98	19.97	20.30	21.20	21.19	20.52
FeO	4.79	4.81	4.81	5.30	4.53	9.31	15.65	14.15	18.42	12.05	17.24	11.05
MnO	34.28	33.89	34.04	34.01	34.29	30.15	23.47	24.49	19.05	26.93	22.25	29.20
MgO	1.13	0.95	0.92	1.06	1.06	1.38	0.42	0.35	0.54	0.20	0.46	0.22
CaO	2.47	2.82	2.90	2.75	2.37	4.08	3.33	3.96	4.25	3.23	2.55	3.16
Сумма	99.81	99.75	100.15	100.30	99.75	100.27	99.30	99.80	99.59	100.19	100.20	100.36
Коэффициенты атомов в формуле (на 12 атомов кислорода)												
Si	3.008	3.033	3.006	3.002	3.029	3.005	2.973	3.010	3.016	2.961	2.969	2.965
Ti	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.934	1.915	1.939	1.929	1.926	1.798	1.947	1.930	1.955	2.037	2.037	1.983
Fe	0.327	0.329	0.328	0.360	0.310	0.634	1.082	0.970	1.260	0.821	1.176	0.758
Mn	2.372	2.344	2.346	2.346	2.369	2.101	1.643	1.701	1.319	1.860	1.537	2.027
Mg	0.138	0.115	0.111	0.129	0.129	0.169	0.052	0.043	0.066	0.024	0.055	0.027
Ca	0.216	0.246	0.253	0.239	0.207	0.359	0.295	0.348	0.372	0.282	0.223	0.278
Сумма	7.996	7.982	7.984	8.006	7.971	8.072	7.993	8.003	7.989	7.986	7.987	8.038
				Комі	онентны	ий состав	(мол. %)					
Альмандин	10.3	10.3	10.3	11.2	9.8	18.2	29.5	27.1	33.6	23.4	31.6	21.7
Пироп	4.3	3.7	3.5	4.0	4.1	4.8	1.4	1.2	1.8	0.6	1.4	0.8
Спессартин	74.3	74.0	73.6	72.8	75.1	59.8	44.8	47.5	35.3	53.0	41.3	57.9
Гроссуляр	2.0	2.7	3.9	1.8	2.6	0	3.9	5.1	7.7	10.0	7.7	4.6
Шорломит	0.4	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.7	0.3	0.2	0.4	0.2	0.1
Андрадит	8.7	9.0	8.2	9.8	7.9	16.9	19.7	18.8	21.4	12.6	17.8	14.9

Таблица 1. Выборочные микрозондовые анализы граната из гондитов Икатского террейна (мас. %)

Примечание. Здесь и в табл. 2 и 3: анализы выполнены на микроанализаторе Superprobe JXA-820 Jeol в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Аналитик Л.Ф. Суворова.

трометром с SiLi детектором с разрешением 133 еВ и пятью спектрометрами с волновой дисперсией. Внутреннее строение зерен изучалось на растровом электронном микроскопе по изображениям во вторичных и обратнорассеянных электронах (BSE) при различных увеличениях, распределение элементов — в характеристических рентгеновских лучах. Количественный анализ выполнялся на спектрометрах с волновой дисперсией при следующих аналитических условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка электронов 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, время счета импульсов 10 с на пике линии, фон измерялся по 5 с двух сторон от линии. Для расчета химического состава минералов применялось фирменное матобеспечение, для градуировки методики использовались природные минералы и искусственные соединения, аттестованные как лабораторные образцы.



Изотопные исследования выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеску 100 мг истертого образца разлагали в смеси кислот HNO<sub>3</sub>—HF—HClO<sub>4</sub> с использованием микроволновой

#### Рис. 4. Состав граната из гондитов итанцинской свиты.

1 — Алмарнатольское проявление, 2 — Усутайское месторождение. Для сравнения показаны составы граната из гондитов Ольхонского (3) и Хамардабанского (4) террейнов [Конева и др., 1998]. Показаны поля минеральных ассоциаций из гондитов Северной Ганы [Melcher, 1995]: I — гранатсодержащие хлоритовые сланцы, II — гранат-кварцильменитовые (чистые) гондиты (дистальные залежи), III — гранаткварц-амфибол-гиалофан-родонитовые (мультиминеральные гондиты), IV — гранат-кварц-амфибол-родонитовые (мультиминеральные гондиты), V — гранат-амфибол-родонитовые (проксимальные залежи).

Компонент		Пиро	фанит (Ус	сутайское	м-ние)		Мп-ильменит (проявл. Алмарнатол)						
SiO <sub>2</sub>	0.09	0.23	0.92	0.11	0.14	0.25	0.20	0.67	0.65	0.01	1.60	0.19	
TiO <sub>2</sub>	52.41	49.93	51.44	51.90	50.41	50.48	51.16	51.33	53.43	51.55	51.57	52.37	
$Al_2O_3$	0.03	0.08	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.24	0.04	0.04	0.06	0.03	
FeO	2.37	6.24	2.81	2.31	10.77	9.64	28.48	37.84	30.42	37.58	34.72	32.98	
MnO	43.59	41.83	42.39	43.51	36.53	38.02	18.99	8.39	13.32	10.07	9.10	12.67	
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.20	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.01	0.04	0.13	0.04	0.11	0.26	0.14	0.27	0.14	0.03	0.00	0.11	
$V_2O_3$	0.00	0.00	0.23	0.18	0.22	0.21	0.21	0.22	0.21	0.24	0.21	0.25	
Сумма	98.51	98.35	98.02	98.05	98.24	99.06	99.18	99.00	98.21	99.52	97.26	98.60	
Коэффициенты атомов в формуле (на 3 атома кислорода)													
Si	0.002	0.006	0.023	0.003	0.003	0.006	0.005	0.017	0.016	0.000	0.040	0.005	
Ti	1.002	0.967	0.983	0.998	0.976	0.969	0.981	0.978	1.014	0.986	0.987	1.001	
Al	0.001	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.007	0.001	0.001	0.002	0.000	
Fe	0.050	0.134	0.059	0.049	0.232	0.206	0.607	0.802	0.642	0.799	0.739	0.701	
Mn	0.939	0.913	0.912	0.942	0.796	0.822	0.410	0.357	0.285	0.217	0.196	0.273	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.000	0.001	0.003	0.001	0.003	0.007	0.004	0.007	0.004	0.001	0.000	0.002	
V	0.000	0.000	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	
Сумма	1.994	2.023	1.988	1.997	2.016	2.022	2.011	1.999	1.966	2.011	1.970	1.990	
				Ка	мпонентн	ный соста	в (мол. %)	)					
MnTiO <sub>3</sub>	94.9	87.2	93.9	95.1	77.4	79.3	40.3	30.8	30.7	21.4	21.0	28.0	
FeTiO <sub>3</sub>	5.1	12.8	6.1	4.9	22.6	19.9	59.7	69.1	69.3	78.6	79.0	72.0	
MgTiO <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0.8	0	0.1	0	0	0	0	

Выборочные микрозондовые анализы Mn-ильменита и пирофанита из гондитов Икатского террейна (мас. %)

Таблица 3.

Таблица 2.

Выборочные микрозондовые анализы амфибола и родонита из гондитов Икатского террейна (мас. %)

Компонент		Аме	фибол (Усу	тайское м-	Родонит (Усутайское м-ние)							
SiO <sub>2</sub>	54.88	55.14	54.76	54.47	55.11	55.45	49.12	47.84	47.14	49.53	50.56	
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.04	0.12	0.06	0.06	0.07	0.02	0.05	0.22	0.09	
$Al_2O_3$	0.11	0.12	1.82	0.19	0.19	0.12	_				_	
FeO	8.38	8.36	8.06	8.41	8.39	8.74	5.49	4.89	5.14	5.31	4.43	
MnO	16.41	15.95	16.36	15.98	16.18	16.33	38.17	40.08	39.11	37.85	41.20	
MgO	17.54	17.88	16.98	18.65	18.54	17.55	3.47	2.63	3.58	4.42	2.89	
CaO	1.04	0.65	1.56	0.96	0.88	0.74	4.22	4.31	3.79	4.12	3.77	
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.04	0.07	0.07	0.09	0.07	_		—		_	
$H_2O$	2.06	2.06	2.09	2.07	2.08	2.07	_		—		_	
Сумма	100.52	100.20	101.74	100.92	101.52	101.13	100.54	99.77	98.81	101.45	102.94	
Коэф	фициенты	атомов в	формуле (н	на 23 атом	а кислород	a)	Коэффициенты атомов в формуле (на 6 атомов кислорода)					
Si	7.976	8.000	7.843	7.879	7.918	8.002	2.033	2.017	2.004	2.027	2.048	
Ti	0.001	0.000	0.004	0.013	0.006	0.006	0.004	0.000	0.003	0.013	0.005	
Al	0.018	0.021	0.307	0.032	0.033	0.022	_		_		_	
Fe	1.019	1.015	0.965	1.016	1.008	1.055	0.190	0.173	0.183	0.181	0.150	
Mn	2.020	1.962	1.985	1.957	1.969	1.995	1.337	1.432	1.408	1.309	1.413	
Mg	3.799	3.869	3.628	4.021	3.969	3.774	0.214	0.165	0.226	0.269	0.175	
Ca	0.161	0.101	0.240	0.148	0.135	0.113	0.187	0.194	0.172	0.180	0.163	
NL.	1				0.000	0.000						
INa	0.027	0.011	0.018	0.019	0.026	0.020						
іла Сумма	0.027 15.027	0.011 14.988	0.018 15.005	0.019 15.097	0.026	0.020 14.990	3.966	3.982	3.996	3.977	3.953	



#### Рис. 5. Состав Мп-ильменита из гондитов итанцинской свиты.

*1* — Алмарнатольское проявление, 2 — Усутайское месторождение.

печи. Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EIChroM Industries, II. США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Измерения изотопных отношений Nd осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1, в период измерений его значение составляло <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512070 ± 10.

Предварительная пробоподготовка и выделение акцессорного циркона проводились в ИЗК СО РАН по стандартной методике. U-Pb геохронологическое датирование цирконов из гнейса итанцинской свиты проведено в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), детальное описание методики приведено в [Хубанов и др., 2016].

# ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ПОРОД

Марганценосные породы (гондиты) бассейнов рек Усутай и Бурля характеризуются различиями в содержаниях SiO<sub>2</sub> (57—68 и 60—92 мас.%), CaO (1.5—7.0 и 0.5—2.5 мас.%), MgO (2.6—3.0 и 0.1—1.4 мас. %), MnO (3—10 и 1.5—6.0 мас.%) и K<sub>2</sub>O (0.4—0.9 и 0.2—2.8 мас.%), а также значительными вариациями в концентрациях Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и железа (табл. 4). Оценка вклада в состав осадка литогенной составляющей основывается, как правило, на содержании алюминия и титана. Имеющаяся прямая корреляционная зависимость между концентрациями этих компонентов в исследуемых марганценосных отложениях (рис. 8, *a*) указывает на то, что их формирование происходило при существенном вкладе терригенного материала. При этом обратная зависимость между концентрациями источниками поступления веще-





# Рис. 6. Состав родонита на диаграмме Са— Mn—(Fe + Mg) [Winter et al., 1981] из гондитов:

I — Усутайского месторождения, 2 — Ольхонского и 3 — Хамардабанского террейнов, по [Конева и др., 1998]. Показано поле состава родонита из Nangodi Belt, по [Melcher, 1995]. Минералы: Rdn — родонит, Рхт — пироксмангит, Bst — бустамит.



Усутайского месторождения (кресты), Ольхонского террейна, по [Конева и др., 1998] и из Nangodi Belt и Sausar Formation, по [Melcher, 1995].

Ком-			Ι							II				
понент	БР-23	БР-25	БРЛ-3	БРЛ-4	БРЛ-7	УCT-1	УСТ-14	УС-1	УС-7	УС-9	SE 1165A	MH-130	1	2
SiO <sub>2</sub>	77.02	74.58	62.07	66.29	82.55	57.11	61.12	68.44	68.26	68.57	51.17	62.19	69	50
TiO,	0.40	0.48	0.55	0.43	0.29	0.64	0.72	0.39	0.39	0.42	0.15	0.21	0.35	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.54	8.24	9.79	8.03	6.09	11.24	12.51	6.70	6.74	6.20	2.92	4.45	7.3	9.4
FeO	Не опр.	Не опр.	0.84	0.74	1.67	2.97	5.90	2.32	2.57	1.90	Не опр.	4.35	Не опр.	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	7.00*	9.14*	14.01	11.21	2.43	5.10	3.30	4.92	4.57	3.34	11.63*	2.14	4.6*	6.2*
MnO	2.89	4.72	3.44	5.47	2.25	5.60	3.12	10.62	10.88	10.54	21.36	16.03	13	22
MgO	1.73	1.81	1.12	1.26	0.97	5.02	3.08	2.80	2.73	2.60	2.23	0.98	0.4	2.0
CaO	0.73	0.67	0.94	0.95	0.42	7.00	5.90	1.44	1.48	3.88	7.01	8.82	1.9	4.2
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.20	2.92	2.60	0.03	1.94	1.61	1.18	1.17	0.21	0.10	0.20	0.14	0.17
K <sub>2</sub> O	1.78	1.66	1.78	0.86	1.36	0.80	0.76	0.39	0.38	0.96	0.01	0.02	0.1	0.31
P.O.	0.10	0.21	0.33	0.00	0.15	0.08	0.76	0.22	0.21	0.26	0.59	0.30	0.05	0.10
H_O-	Не опп	Не опр	0.08	0.01	0.01	0.33	0.26	0.03	0.06	0.20	Не опп	Не опр	Неопр	Неопр
CO	w	w	0.00	0.26	0.07	0.09	0.11	0.05	0.00	0.22	w	0.66	w	w
Ппп	0.79	1 42	1 44	1 34	1 44	1.55	1.07	0.00	0.11	0.52	0.84	Не опр	20	31
	100.04	100.15	00.68	00.63	00 72	00 17	00 72	100.04	100.00	0.52	07.00	00 05	Не опр	Не опр
Rh Rh	50	100.15	40	18	26	8	15	5	6	28	0.3	3	1 7	
KU Sr	16	25	228	176	10	3/15	150	120	120	20 05	45	35	53	155
Ba	640	1200	1090	72	1030	1000	1330	473	486	834	40	917	24	1840
V	11	1200	22	25	14	18	35	20	21	24	28	23	Неопр	Неопр
ı 7r	74	100	88	87	52	48	120	62	59	82	20	23 41	57	04
Nh	8	7	6	6	52		9	7	7	11	3	-+1 	53	63
Co	3	16	24	49	63	160	73	32	26	20	44	40	Неопр	Неопр
Sc	14	13	18	23	10	28	17	13	10	14	Неопр	76	w	w
Cr	41	42	46	42	54	20 44	47	50	52	81	51	7.0 59	44	68
V	45	67	73	36	48		93	27	26	59	52	270	Неопр	Не опр
Ni	84	89	73	80	91	125	78	53	45	73	Неопп	60	w	w
Zn	100	190	80	80	100	90	61	84	80	68	100	79	»»	»»
Ph	15	15	10	9	15	8	8	69	8	52	1.8	15	32	32
Cu	110	35	Неопр	Неопр	Неопр	Неопр	Неопр	5.8	11	30	Неопп	35	Не опр	Не опр
Sn	2.4	1.7	»	»	»	»	»	2.1	3.7	2.7	0.26	1.5	»	»
La	14	23	»	>>>	»»	»»	>>	11	12	19	35	21	»»	»»
Ce	42	66	»	»»	»»	»»	»»	26	24	56	63	61	»»	»»
Pr	3.75	5.92	»	»	»	»	»»	2.72	2.47	4.48	5.87	4.79	»	»
Nd	15	23	»	»	»	»	»»	10	9	16	21	20	»	»»
Sm	3.24	5.48	»	»	»	»	»	2.70	2.50	3.74	4.36	4.68	»	»
Eu	0.6	0.96	»	»	»	»	»	0.62	0.56	0.86	0.81	1.09	»	»
Gd	2.73	4.81	»	»	»	»	»	2.82	2.64	3.52	4.50	4.71	»	»
Tb	0.47	0.79	»	»	»	»	»	0.45	0.44	0.53	0.66	0.72	»	»
Dv	2.84	4.75	»	»	»	»	»	2.84	2.64	3.06	3.94	4.08	»	»
Ho	0.59	1.18	»	»	»	»	»	0.59	0.55	0.65	0.83	0.88	»	»
Er	1.64	3.26	»	»	»	»	»	1.53	1.48	1.66	2.16	2.40	»	»
Tm	0.24	0.45	»	»	»	»	»	0.23	0.22	0.25	0.29	0.32	»	»
Yb	1.38	2.42	»	»	»	»	»	1.36	1.35	1.57	1.58	1.79	»	»
Lu	0.21	0.42	»	»	»	»	»	0.22	0.21	0.25	0.23	0.26	»	»
Th	5.84	7.37	»	»	»	»	»	2.17	2.04	3.78	1.47	5.12	2.3	3.7
U	1.12	1.47	»	»	»	»	»	0.31	0.29	0.68	2.11	3.26	Не опр.	Не опр.
Cs	3.59	2.28	»	»	»	»	»	0.35	0.34	0.58	0.02	0.40	»	»

Таблица 4. Представительные анализы химического (мас. %) и редкоэлементного (г/т) составов марганцевых пород итанцинской свиты Икатского террейна

Примечание. БР, БРЛ — гондиты и марганцовистые кварциты Алмарнатольского проявления (I) (разрез р. Бурля). УС, УСТ — гондиты Усутайского месторождения (II) (р. Усутай). Прочерк — содержания элемента ниже предела обнаружения. Проба SE 1165A из коллекции Е.В. Склярова (Ольхонский террейн), петрогенные элементы определены методом РФА (аналитик Г.В. Пашкова), редкие и редкоземельные элементы ICP MS в ЦКП «Геодинамика и геохронология». Проба МН-130 из коллекции Л.З. Резницкого (Хамардабанский террейн). 1 — чистые гондиты, 2 — мультиминеральные гондиты (средние содержания, по [Melcher, 1995]).

\* Все железо в форме Fe<sup>3+</sup>.



Рис. 8. Диаграммы  $TiO_2$ — $Al_2O_3$  (*a*) и  $SiO_2$ — $Al_2O_3$  (*б*) для марганцевых пород итанцинской свиты. 1 — Усутайское месторождение, 2 — Алмарнатольское проявление.

ства в бассейн седиментации. Значительный избыток кремния относительно алюминия (Si:Al более чем 5:1, что выше величины этого отношения в пелагических глинах [Брусницын, 2015]), предполагает разные терригенные источники сноса либо поступление кремния с гидротермальными растворами. Использование диаграммы для разграничения осадочных и гидротермальных силицитов (рис. 9) показало, что большая часть рассмотренных марганценосных отложений локализуется вблизи поля осадочных пород со значительной примесью гидротермального материала. Как правило, вклад гидротермального вещества устанавливается по концентрациям таких элементов, как железо и марганец, а наиболее используемыми для этих целей являются модули Страхова (Fe+Mn/Ti) [Страхов, 1976] и Бострёма Al/ (Al+Fe+Mn) [Boström, 1974]. Согласно [Бутузова, 1998; Гурвич, 1998; и др.], на основе анализа величин указанных модулей гидротермально-осадочные отложения могут быть разделены на рудоносные ((Fe + Mn/Ti) > 100 и Al/(Al + Fe + Mn) < 0.1) и металлоносные (Fe + Mn/Ti) = 25—100 и Al/(Al + Fe + Mn) = = 0.1—0.5. Используя данные критерии, все марганценосные отложения, за исключением двух проб, Усутайского месторождения и Алмарнатольского проявления могут быть отнесены к металлоносным осадкам. Геохимический состав характеризуется широкими вариациями в содержании большинства микроэлементов. Для гондитов Усутайского месторождения по сравнению с Алмарнатольским типичны пониженные концентрации Cs, Rb, Zr, Hf, Th, U, Pb и более высокие Sr, Cr, Co (см. табл. 1, рис. 10, а). Общими для всех марганценосных образований итанцинской свиты являются повышенные или близкие к PAAS содержания Со, Ni, Cu (см. рис. 10, *a*).

Спектры распределения редкоземельных элементов близки составам PAAS, отличаясь более низкой суммой РЗЭ и наличием положительной Се аномалии (см. рис. 10, б). Для всех марганценосных пород типична хорошо выраженная Еи аномалия (Eu/Eu\* = 0.57-0.72), а отношение (La/Yb)<sub>n</sub> = 6.0-8.9 близко к таковому в PAAS (9.7).

Полученные Sm-Nd изотопные данные для разных рудопроявлений марганца достаточно близки. Для Алмарнатольского проявления значение  $\varepsilon_{Nd}$  (500 млн лет) варьирует от -8.2 до -9.2 [Летникова и др., 2016], для Усутайского от -9.0 до -10.3 (табл. 5), что указывает на существенную роль в формировании данных отложений древних континентальных источников сноса и расположении бассейна седиментации на некотором удалении от источника гидротермальной активности. Полученные модельные возрасты показывают, что источниками сноса служили как древние породы, так и молодые, возможно,



субсинхронные осадкообразованию вулканиты. Эти выводы согласуются с полученными данными по U-Pb датированию детритовых цирконов методом LA-ICP-MS [Школьник и др., 2017а], детальное описание которых приводится ниже.

Рис. 9. Диаграмма (Fe + Mn)/Ti—(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ SiO<sub>2</sub>)·1000 [Зайкова, 1991] для марганцевых пород итанцинской свиты.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

Рис. 10. Спектры распределения редких, нормированных по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (*a*), и редкоземельных элементов (*б*), нормированных к хондриту [Sun, McDonough, 1989], марганцевых пород итанцинской свиты.

1 — Усутайское месторождение, 2 — Алмарнатольское проявление. Показаны спектры распределения РЗЭ в гондитах Ольхонского (SE) и Хамардабанского (MH) террейнов.

Отобранный для датирования в междуречье Бурля—Усутай образец биотитового гнейса представляет собой светло-серую породу с хорошо выраженной слоистой текстурой, в составе которой преобладает кварц и полевой шпат, при незначительной доле биотита и иногда роговой обманки. Из 87 проанализированных зерен цирконов из гнейсов итанцинской свиты 43 (51 %) показали конкордантные значения возраста (степень дискордантности ±10 %) (табл. 6), которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов. Большая часть отобранных цирконов (60-100 мкм) представлена коротко- и длиннопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами (рис. 11), часто с осцилляционной зональностью. Крупные цирконы (100-200 мкм), составляющие порядка 10 % от общего количества проанализированных минералов, представлены зернами разной степени окатанности, иногда с различимой метаморфической кай-



мой. Конкордантные возрасты изученных цирконов находятся в интервалах 665—694 (4 зерна) и 717— 812 (23 зерна) млн лет, с пиками 0.66 и 0.76 млрд лет (рис. 12). Кроме того, по единичным зернам получены возрасты 491 ± 5, 1938 ± 26 млн лет. Древние цирконы образуют широкий непрерывный кластер без ярко выраженных пиков в диапазоне 2312—2671 (14 зерен) млн лет.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ приведенного химического и минерального составов марганцевых пород из эффузивнокарбонатно-сланцевого литологического комплекса итанцинской свиты Икатского террейна показал, что по всем параметрам исследованные марганценосные образования Усутайского месторождения и

Номер	Т,	Содержание, г/т		<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>nd</sub> (0)	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$	$T_{\rm Nd}(C)$	
ооразца	млн лет	Sm	Nd		±20				
УС-1	500	2.70	10.25	0.1586	$0.152054 \pm 11$	-11.4	-9.0	1.9	
УС-7	500	2.50	9.62	0.1564	$0.511997\pm14$	-12.9	-10.3	2.0	
БР-23*	500	3.01	14.69	0.1238	0.511928	-13.8	-9.2	2.0	
БР-25*	500	4.25	20.66	0.1244	0.511983	-12.8	-8.2	1.9	

Таблица 5. Sm-Nd изотопные данные для марганценосных пород итанцинской свиты

Примечание. Величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и двустадийных модельных возрастов  $T_{Nd}(C)$  рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

\* Из работы [Летникова и др., 2016].

Nº	Изотопные отношения							Возраст, млн лет				іет		
точки ана- лиза	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/235U	1σ	<sup>206</sup> Pb/238U	1σ	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	D, %
3	0.06463	0.0010	1.05022	0.0163	0.11796	0.0011	0.63	762.2	34.51	729	8.1	718.8	6.66	-5.69
4	0.06388	0.0012	0.95636	0.0176	0.10868	0.0011	0.56	737.7	40.64	681.4	9.16	665.1	6.51	-9.84
5	0.16021	0.0024	9.59483	0.1378	0.43475	0.0047	0.76	2457.9	25.33	2396.7	13.21	2327.1	21.31	-5.32
7	0.11879	0.0017	5.45190	0.0759	0.33323	0.0034	0.73	1938.1	26.26	1893.1	11.96	1854	16.49	-4.33
8	0.06669	0.0011	1.15302	0.0191	0.12555	0.0012	0.61	828	36.12	778.7	9.01	762.4	7.23	-7.92
9	0.16630	0.0030	10.87031	0.1920	0.47464	0.0060	0.72	2520.8	30.18	2512.1	16.43	2503.9	26.36	-0.67
11	0.06283	0.0019	1.05242	0.0308	0.12166	0.0015	0.44	702.3	63.36	730.1	15.24	740.1	8.89	5.38
15	0.06189	0.0009	0.92535	0.0136	0.1086	0.0010	0.66	670.3	33.21	665.2	7.22	664.6	6.14	-0.85
17	0.15619	0.0019	9.27772	0.1042	0.43147	0.0040	0.83	2414.9	20.43	2365.8	10.3	2312.3	18.12	-4.24
18	0.15133	0.0019	8.23851	0.0973	0.39546	0.0037	0.81	2361	21.46	2257.6	10.69	2148.1	17.42	-9.01
20	0.06613	0.0011	1.12300	0.0186	0.12335	0.0012	0.61	810.6	36.07	764.4	8.9	749.8	7.16	-7.50
23	0.06351	0.0011	1.15024	0.0198	0.13158	0.0013	0.59	725.3	37.92	777.4	9.37	796.9	7.67	9.87
25	0.17465	0.0022	10.99412	0.1357	0.45733	0.0044	0.78	2602.7	21.71	2522.6	11.49	2427.8	19.46	-6.71
27	0.06707	0.0017	1.18432	0.0292	0.1283	0.0015	0.48	839.9	52.54	793.3	13.6	778.1	8.71	-7.35
29	0.18199	0.0026	11.81183	0.1660	0.47157	0.0048	0.73	2671.1	24.18	2589.6	13.16	2490.4	21.33	-6.76
30	0.16506	0.0023	9.76694	0.1296	0.42991	0.0042	0.74	2508.2	23.34	2413	12.22	2305.3	19.03	-8.08
35	0.06553	0.0014	1.16536	0.0248	0.12921	0.0014	0.52	791.5	45.75	784.5	11.64	783.3	8.15	-1.03
37	0.06398	0.0017	1.04754	0.0277	0.11896	0.0014	0.46	741	57	727.7	13.78	724.6	8.32	-2.21
38	0.06579	0.0014	1.13182	0.0239	0.12499	0.0013	0.52	799.8	45.3	768.6	11.4	759.2	7.91	-5.07
39	0.0564	0.0013	0.61461	0.0144	0.07917	0.0008	0.48	467.5	53.68	486.5	9.11	491.2	5.31	5.06
40	0.16007	0.0025	10.02731	0.1538	0.45517	0.0046	0.67	2456.4	26.68	2437.3	14.16	2418.2	20.67	-1.55
47	0.1504	0.0026	8.36687	0.1421	0.40419	0.0042	0.62	2350.5	29.6	2271.6	15.41	2188.3	19.4	-6.90
48	0.14707	0.0025	7.97314	0.1320	0.39388	0.0040	0.61	2312.2	29	2228	14.94	2140.8	18.52	-/.41
49	0.06776	0.0016	1.19167	0.0274	0.12777	0.0014	0.5	861.3	48.58	796.7	12.73	775.1	8.36	-10.0
52	0.06536	0.0015	1.13478	0.0261	0.12615	0.0014	0.49	785.8	48.95	770	12.43	765.9	8.21	-2.53
55	0.06395	0.0015	1.00398	0.0245	0.12088	0.0013	0.49	739.9	49.32	735.8	12.00	/35.0	/.89	-0.58
60 64	0.06301	0.0010	1.07083	0.0200	0.12034	0.0014	0.47	680.5	52.50 62.04	742.1	15.02	732.3	8.09	-3.43
65	0.00243	0.0018	11 16882	0.0296	0.1177	0.0014	0.45	2588.0	35.83	2537.3	10.00	2476.6	22 06	4.05
71	0.06513	0.0037	1 08926	0.0353	0.12149	0.0032	0.52	778 5	68 11	748 1	17.19	739.1	9.4	-5.06
73	0.0631	0.0021	0.96738	0.0263	0.1214)	0.0013	0.44	711.6	57.63	687.1	13.6	680.7	7.8	_4 34
74	0.17002	0.0042	10.93989	0.2727	0.4674	0.0056	0.48	2557.8	41.42	2518	23.19	2472.2	24.73	-3.34
75	0.06424	0.0021	1.00496	0.0331	0.11364	0.0015	0.41	749.5	69.43	706.3	16.79	693.8	8.88	-7.43
78	0.06768	0.0019	1.17946	0.0343	0.12658	0.0015	0.43	858.8	59.98	791.1	16	768.3	9.08	-10.5
79	0.06666	0.0019	1.14416	0.0337	0.12467	0.0015	0.43	827.2	60.97	774.5	15.97	757.4	9.01	-8.43
82	0.06485	0.0025	1.15308	0.0450	0.12915	0.0019	0.39	769.5	81.55	778.7	21.25	783	11.14	1.75
84	0.17376	0.0049	10.34696	0.2916	0.43251	0.0053	0.44	2594.2	46.39	2466.3	26.1	2317	24.22	-10.6
89	0.06934	0.0023	1.28282	0.0427	0.13437	0.0018	0.4	908.9	67.6	838.1	18.99	812.7	10.28	-10.5
93	0.06526	0.0023	1.12035	0.0396	0.12469	0.0017	0.39	782.6	73.2	763.1	19	757.5	9.92	-3.20
95	0.06625	0.0022	1.16827	0.0396	0.12808	0.0017	0.4	814.2	69.69	785.8	18.58	776.9	9.85	-4.58
96	0.0638	0.0023	1.12459	0.0416	0.12802	0.0018	0.38	735	76.94	765.2	19.89	776.6	10.4	5.65
98	0.06538	0.0026	1.14904	0.0453	0.12763	0.0019	0.38	786.7	81.36	776.8	21.41	774.3	10.89	-1.57
104	0.15246	0.0057	8.40083	0.3141	0.40017	0.0058	0.39	2373.7	62.42	2275.3	33.93	2169.8	26.84	-8.58

Таблица 6. U-Pb изотопные данные по цирконам из гнейса итанцинской свиты

Алмарнатольского проявления могут отвечать гондитам. Различия в минеральном и химическом составах марганценосных образований итанцинской свиты, вероятнее всего, связаны с вариациями их первичного состава, т.е. источниками вещества. Основными источниками вещества железомарганцевых отложений, согласно [Дубинин, 2008], являются вулканотерригенный, гидрогенный и гидротермаль-



Рис. 11. Примеры кристаллов цирконов из гнейса итанцинской свиты (катодолюминесцентное фото).

Номера цирконов соответствуют анализам в табл. 6.

ный. По химическому составу гондиты Усутайского месторождения отличаются более низкими содержаниями кремния, повышенными MgO, MnO, CaO и пониженными  $K_2O$ . Вулканотерригенная составляющая марганценосных отложений играет важную роль в накоплении ряда элементов и, как правило, отличается высокими концентрациями алюминия, титана, кремния, магния, натрия и калия, иногда железа и ряда других компонентов, но практически не влияет на содержание марганца [Дубинин, 2008]. Положение точек составов марганценосных пород на диаграмме ( $Na_2O + K_2O$ ) —  $SiO_2/10$  — (CaO + MgO) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (рис. 13) показывает, что существующие отличия в петрохимическом составе марганценосных пород связаны с разными источниками вулканокластического материала, основного для пород усутайской части разреза и кислого для алмарнатольской. Выполаживание кривых РЗЭ и уменьшение величины Еu аномалии в гондитах Усутайского месторождения также является следствием повышенного содержания основной вулканокластики в их составе.

Распознавание гидротермального и гидрогенного источников рудного вещества в марганценосных отложениях базируется как на минералогических, так и геохимических особенностях состава. Гидрогенные железомарганцевые отложения формируются в районах без проявления активного вулканизма, а типоморфными микроэлементами этих образований являются Со, Ni, Mo, Y, Th и P3Э [Flohr, Huebner, 1992; Дубинин и др., 2008; и др.]. Формирование гидротермальных железомарганцевых отложений контролируется зонами разгрузки гидротермальных растворов в районах с активной вулканической деятельностью. Основными геохимическими критериями являются низкие концентрации ряда редких и редкоземельных элементов [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008; и др.]. Используя диаграммы, разграничивающие гидротермальные и гидрогенные отложения Co—Zn—Ni [Cronan, 1980] (рис. 14) и приведенные на рис. 15, можно утверждать, что основной источник поступления рудного вещества имел гидротермальную природу. Признаки гидрогенного источника фиксируются в некоторых пробах по повышенным содержаниям Со, Се и суммы РЗЭ. В то же время значительный вклад вулканотерригенной составляющей в составе осадка определяет микроэлементный и близкий к PAAS спектр РЗЭ в марганценосных породах. Таким образом, отличия в химическом составе марганценосных пород итанцинской свиты определяются вариациями вклада — вулканотерригенного, гидротермально-

го и, возможно, гидрогенного источников, определяющих разный состав протолита, а последующие постседиментационные процессы в значительной степени изменили минеральный состав рассматриваемых образований.

Минеральные марганценосные ассоциации Северной Ганы [Melcher, 1995] представлены широким спектром пород от гранатсодержащих хлоритовых

Рис. 12. Гистограмма (U-Pb (< 1 млрд лет) и Pb-Pb (> 1 млрд лет)) и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из гнейса итанцинской свиты.





Рис. 13. Диаграмма (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub>/10— (CaO + MgO) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] для марганцевых пород итанцинской свиты.

и основного состава.



Рис. 14. Диаграмма Со—Zn—Ni [Cronan, 1980] для марганцевых пород итанцинской свиты.

Усл. обозн. см. на рис. 8. *R* — тренд разрушения пород кислого Усл. обозн. см. на рис. 8.

сланцев до чистых и мультиминеральных гондитов (см. рис. 4). Состав граната в этих ассоциациях контролируется валовым составом породы и связан с условиями формирования марганценосных отложений, в частности, со степенью удаленности их от мест разгрузки гидротерм. Гранаты итанцинской свиты образуют две группы: 1-я (гранаты Алмарнатольского проявления), расположенная в поле дистальных отложений (чистые гондиты, по [Melcher, 1995]), и 2-я, тяготеющая к проксимальным залежам (мультиминеральные гондиты), представленная в большей степени гранатами Усутайского месторождения и частью Алмарнатольского. Показанные для сравнения составы гранатов из гондитов Слюдянского и Ольхонского террейнов [Конева, 2003] располагаются преимущественно в поле пород 2-й группы. В зависимости от валового содержания Мп в породе, определить условия формирования марганценосных образований достаточно непросто. Так, гранаты спессартинового ряда стабильны в условиях широкого диапазона метаморфических преобразований — от низов зеленосланцевой фации (400 °C, 2 кбар [Hsu, 1968]) и до гранулитовой, поэтому их использование для оценки *P-T* параметров нецелесообразно. Состав марганцевого амфибола также зависит от химического состава вмещающих пород. При



Рис. 15. Диаграммы Mn — (Ni + Co + Cu)·10—Fe (a) [Bonatti et al., 1972] и (Co + Ni + Cu)—Co/Zn (б) [Toth, 1980] для марганцевых пород итанцинской свиты.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

# Рис. 16. *Р-Т* диаграмма устойчивости Мп-куммингтонита [Dasgupta, 1985].

Показаны поля устойчивости ассоциаций Tc + Teph — тальк + тефроит, Mnсит — марганцевый куммингтонит, Px + Amf + Qtz — пироксен + амфибол + кварц, Px + Qtz — пироксен + кварц.

высокотемпературном метаморфизме (верх амфиболитовой фации) большинства Mn-Mg-Fe содержащих пород Mn-амфибол встречается редко [Melcher, 1995], более типичен он для низкотемпературных условий [Dasgupta, 1985; Melcher, 1995]. Маранцевый куммингтонит (тиродит) состава Mn/(Mn + Mg) = 0-0.3 стабилен при низких давлениях от 400 до 620 °C и в температурном диапазоне 570—750 °C при давлении 2 кбар [Melcher, 1995]. Согласно [Dasgupta, 1985] (рис. 16), Mn-куммингтонит может быть стабилен при давлении 3 кбар и температуре от 580 до 640 °C, а в ассоциации с Mn-пироксеном и при более высоких параметрах. В толщах Прибайкалья породы гондитовой формации, как уже было сказано выше, были изу-



чены в пределах Ольхонского и Хамардабанского террейнов, отличающихся высокой степенью метаморфических преобразований. *P-T* условия формирования в зоне распространения гондитов Ольхонского террейна (табл. 7) и состав Мп-куммингтонита, диагностированого только в породах Ольхонского террейна, близки параметрам метаморфизма формации Саусар и Тироди [Dasgupta, 1988]. Сходные минеральные ассоциации и состав Мп-куммингтонита Усутайского месторождения и гондитов пояса Нангоди (Северная Гана) предполагают, что образование этих пород происходило при близких параметрах (см. табл. 7). Уровень метаморфизма в зоне распространения гондитов Алмарнатольского проявления несколько ниже, вероятно, на уровне 400—450 °С.

По результатам геохронологических исследований, основными источниками сноса для терригенных пород итанцинской свиты являлись раннепалеопротерозойско-неоархейские (2670—2312 млн лет) и ранненеопротерозойские (812—717 млн лет) образования. Детритовые цирконы возрастного интервала 700—850 млн лет типичны для большинства толщ террейнов южного складчатого обрамления Сибирской платформы: Хамардабанского, Икатского, Тункинского и Джидинского террейнов [Kovach et al., 2013; Резницкий и др., 2013, 2015 а, 6; Школьник и др., 2016; и др.]. Магматические образования различной геодинамической природы раннего неопротерозоя также пользуются широким распространением в пределах восточного сегмента ЦАСП [Kuzmichev et al., 2001, 2005; Levashova et al., 2010; Кузьмичев, Ларионов, 2011; Рыцк и др., 2011, 2013; Козаков и др., 2014; Орсоев и др., 2015; и др.]. Значительное распространение неопротерозойских пород усложняет однозначное определение источников сноса для терригенных пород свиты. Согласно Nd-изотопным данным [Рыцк и др., 2011], в основании стратифицированных разрезов Баргузино-Витимского (Икатского) террейна находится древняя раннепротерозойская континентальная кора. Полученные данные по детритовым цирконам показали, что

Местоположение Мп- содержащих пород	X <sub>Mg</sub> Amp	X <sub>Mn</sub> Amp	Минеральные ассоциации	<i>T</i> , °C	<i>Р</i> , кбар	Источник
Икатский террейн (Усу- тайское м-ние)	0.78—0.79	0.28-0.30	Grt + Pft + Rdn + Qtz	500—550	2—3	[Данная работа]
Ольхонский террейн	0.99	0.37	Grt + Pxm + Px (Fe—Mg— Mn—Ca ряда) + Cam	600	6.5—8.5	[Петрова, Левицкий, 1984; Конева, 1998]
Tirodi	1.0	0.12	Grt + Rdn	$650\pm25$	6	[Dasgupta, 1988]
Sausar Fm.	0.95—0.99	0.30-0.36	$Grt + Pxm \pm Rdc$	600	6	»
Nangodi Belt (northern Ghana)	0.58—0.77	0.20-0.34	Grt + Cam + Rdn + Stilp + Qtz	450—500	2—3	[Melcher, 1995]
Nigeria	0.50-0.75	0.11-0.21	Grt + Cam + Rdc + Ilm	540—610		[Neumann, 1988]

T (	-	3.6	
Таблица	/	Иинералогические и метаморфические параметры тиролитсолержащих ассо	шиянии
гаолица	<i>'</i> •	Thineputor in reekine in sterastoppin reekine napasterpbi inpodni codephandina acco	

Примечание. Grt — гранат, Pft — пирофанит, Ilm — ильменит, Rdn — родонит, Pxm — пироксмангит, Px — пироксен, Cam — Ca амфибол, Rdc — родохрозит, Stilp — стильпномелан, Qtz — кварц.

преобладающими источниками сноса являлись раннепалеопротерозойские (2.31—2.46) и неоархейские (2.51-2.67) породы. Сибирский кратон с широким развитием в его пределах событий возрастного интервала 1.8—1.9 млрд лет и отсутствием раннепалеопротерозойских образований как источник сноса рассматриваться не может. Геохронологические данные по кратонным террейнам ЦАСП малочисленны и подобный дубль возрастных диапазонов достаточно нетипичен. Полученные данные по источникам сноса совпадают с выводами Е.Ю. Рыцка [Рыцк и др., 2011] об изолированности палеоструктур Баргузино-Витимского (Икатского) террейна от Сибирского кратона. Исходя из этого, можно предположить существование древнего континентального блока в пределах нынешнего Икатского террейна, не связанного с Сибирским кратоном и полностью перекрытого вулканогенно-осадочными толшами и более молодыми гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Минимальный пик возрастов детритовых цирконов отвечает примерно 660 млн лет. События возрастного интервала 665-690 млн лет не пользуются широким распространением в пределах восточного сегмента ШАСП. Детритовые ширконы этого диапазона встречены только в терригенных породах Джидинского и Хамардабанского террейнов [Резницкий и др., 2013; Школьник и др., 2016], а также характерны для магматических комплексов Восточно-Забайкальского сегмента ЦАСП [Рыцк и др., 2011]. Возможно, данный возрастной интервал отвечает времени проявления синхронного осадочному процессу и марганценакоплению базитового магматизма итанцинской свиты. Наиболее значимым результатом в исследовании детритовых цирконов итанцинской свиты является отсутствие в источниках сноса цирконов возрастного интервала 850—1000 млн лет, столь широко распространенных в Забайкальской ветви складчатого пояса [Некрасов и др., 2007; Руженцев и др., 2007, 2012; Рыцк и др., 2011; и др.].

Геологическая позиция упомянутых выше марганцевых проявлений северо-восточной части ЦАСП определяется их приуроченностью к венд-кембрийским осадочно-вулканогенным толщам, формирование которых происходило в пределах активной континентальной окраины, в обстановке задугового бассейна [Макрыгина и др., 2000; Резницкий и др., 2004; Беличенко и др., 2006; Гордиенко и др., 2010; и др.]. Современные гидротермально-гидрогенные железомарганцевые корки, имеющие разнообразный химический состав, в большей мере находятся в переходной зоне от континента к океану, характеризующейся высокой гидротермальной и вулканической активностью. Наиболее ярким примером формирования марганцевых проявлений и месторождений в пределах системы дуга-задуговой бассейн является Западно-Тихоокеанская переходная зона [Usui et al., 1997; Davidov, 2004; Аникеева и др., 2008; и др.]. При рассмотрении генезиса как современных, так и древних месторождений марганца важно определение не только источника поставки марганца, но и условий, при которых возможно осаждение этого металла. Если железо выводится из океанского рудогенеза в осадочную толщу как в окислительных, так и в восстановительных условиях, то марганец может находиться в твердофазной форме только в окисленных условиях [Базилевская, 2006]. При этом наиболее благоприятные условия накопления марганца существуют в окраинно-континентальных осадочных и вулканогенно-осадочных бассейнах, отличающихся субмаринным характером терригенно-карбонатных отложений и активным проявлением эксгаляционно-гидротермальной деятельности. Гидротермальные железомарганцевые отложения генетически связаны с районами проявления активной вулканической деятельности, среди которых могут выделяться такие тектонические обстановки, как срединно-океанические рифты, островные дуги и задуговые бассейны. Возможно, что близкие по минеральному и геохимическому составу породы гондитовой формации Икатского, Ольхонского и Хамардабанского террейнов формировались в пределах единого протяженного окраинного бассейна с активным проявлением вулканической деятельности и благоприятных для марганценакопления условиях.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, согласно полученным изотопно-геохимическим и минералогическим данным, формирование карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса итанцинской свиты с приуроченной к нему марганцевой минерализацией происходило в осадочном бассейне в непосредственной близости от континентальных источников сноса при синхронной осадкообразованию вулканической деятельности. По комплексу полученных данных марганценосные залежи можно подразделить на дистальные (удаленные от центра эксгаляционно-гидротермальной деятельности) и проксимальные. Отличия химического и минерального составов двух марганценосных залежей итанцинской свиты связываются с разными источниками поступления вещества, степенью удаленности от устья гидротермальной активности, а также различной степенью постседиментационных преобразований. Накопление марганценосных отложений свиты происходило в позднем неопротерозое (эдиакарии) в пределах активной окраины древнего позднепалеопротерозойского континентального блока. В пределах ЦАСП накопление марганценосных отложений подобного состава происходило также в пределах Хамардабанского и Ольхонского террейнов, возможно, в пределах единой системы задуговых бассейнов. Работа выполнена при поддержке РНФ № 16-17-10180 (геологические и минералогические исследования), проекта РФФИ и Правительства Иркутской области № 17-45-388052 (изотопные исследования).

#### ЛИТЕРАТУРА

Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2008, № 11 (1), с. 10—31.

Базилевская Е.С. Источники поставки марганца для Fe-Mn руд океана // Геология рудных месторождений, 2006, № 2, с. 155—166.

Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 207 с.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Л., 1946, 315 с.

**Брусницын А.И.** Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2015, 116 с.

**Бутузова Г.Ю.** Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М., ГЕОС, 1998, 312 с.

Варенцов И.М. О главнейших марганценосных формациях // Осадочные руды железа и марганца. М., 1962, с. 119—161. (Труды ГИН АН СССР, вып. 70).

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск, Наука, 1981, 196 с.

Головко В.А., Иконникова З.И. Гондиты Восточного Саяна. М., ВИНИТИ, 1977, 17 с.

**Головко В.А., Мстиславский М.М., Наседкина В.Х.** Марганценосность докембрия Енисейского кряжа // Геология и геохимия марганца. М., Наука, 1982, с. 94—104.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М., Научный мир, 1998, 340 с.

**Гурвич Е.М., Грибов Е.М., Рахманов В.П.** Углеродсодержащая марганценосная формация докембрия // Геология и геохимия марганца. М., Наука, 1982, с. 47—59.

**Гусев Ю.П., Осокин П.В., Здаров В.И.** О литологии и марганценосности итанцинской свиты верхнего протерозоя хребта Морского (Юго-Западное Прибайкалье) // Труды отдела геологии Бур. филиала СО АН СССР, 1970, вып. 2 (10), с. 19—27.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М., Мир, 1966, 408 с.

Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Т.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия, 2008, № 12, с. 1280—1303.

Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций: на примере Мугоджар. М., Наука, 1991, 130 с.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фузган М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопногеохимические данные // Петрология, 2014, т. 22, № 5, с. 516—545.

Конева А.А. Мп-Fe-Мg ромбический пироксен из гондитовой формации Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО, 2003, № 6, с. 60—63.

Конева А.А., Макрыгина В.А., Пискунова Л.Ф., Ущаповская З.Ф. О гондитовой формации в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1991, т. 319, № 1, с. 213—218.

Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые, 1998, № 1, с. 93—102.

**Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.** Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~700— 800 млн лет) вулканический пояс Андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.

Кулешов В.Н. Месторождения марганца. Сообщение 2. Главнейшие эпохи и фазы накопления марганца в истории земли // Литология и полезные ископаемые, 2011, № 6, с. 612—634.

**Кулиш Л.И.** Марганцевые комплексы докембрия Дальнего Востока // Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, СНИИГиМС, 1973, с. 132— 136. Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Школьник С.И., Черкашина Т.Ю., Резницкий Л.З., Вишневская И.А. Изотопная Nd систематика венд-раннекембрийских осадочных руд северного сегмента Палеоазиатского океана // ДАН, 2016, т. 466, № 1, с. 78—83.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Гантимурова Т.П. Андезитовый магматизм и его место в геологической истории Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2000, № 12, с. 1266—1279.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН, 2007, т. 412, № 5, с. 661—664.

Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Канакин С.В., Травин А.В., Волкова М.Г. Рифейский островодужный Метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1549—1571.

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г. Пирофанит, манаганоильменит и Mn-армолколит из гипербазитовых массивов Камчатки // Зап. ВМО, 1999, № 6, с. 68—73.

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика, 1989 (5), с. 50—59.

**Рахманов В.П., Григорьев В.М., Чайковский В.К.** Марганценосные провинции и марганценосные формации на территории СССР // Геология и геохимия марганца. М., Наука, 1982, с. 5—14.

Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Вишняков В.Н. Первая находка гондитов в докембрии Южного Прибайкалья // Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. 1195—1197.

Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 2, с. 1—14.

Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г. Источники сноса терригенных пород Джидинского островодужного террейна по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 194—195.

Резницкий Л.З., Школьник С.И., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Летникова Е.Ф., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л. Герцинский Икатский надвиг в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2015а, т. 56 (12), с. 2118—2133.

Резницкий Л.З., Демонтерова Е.И., Бараш И.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // ДАН, 2015б, т. 461, № 6, с. 691—695.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН, 2007, т. 417, № 2, с. 225—228.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3—28.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Федосеенко А.М. Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе // ДАН, 2013, т. 453, № 6, с. 225—228.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976, 298 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

**Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыгаков А.А.** U-Pb датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Школьник С.И., Летникова Е.Ф. Геохимия марганцевых руд южного складчатого обрамления Сибирской платформы // Геохимия, 2015, № 6, с. 551—560.

Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 1, с. 23—43.

Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Маслов А.В., Буянтуев М.Д., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Вендский марганценосный бассейн Икатского террейна: обстановки формирования и источники сноса // ДАН, 2017а, т. 475, № 1, с. 72—75.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Левицкий И.В. Гондиты южного складчатого обрамления Сибирской платформы // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Вып. 2. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 20176, с. 228—232.

**Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.** Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. D. Horn // International decade on ocean exploration, 1972, p. 149—161.

**Boström K.** Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. Pelagic sediments. Land and sea. Oxford, 1974, 401 p.

**Bowles J.F.W., Howie R.A., Vaughan D.J., Zussman J.** Rock-forming minerals. V. 5A. Non-silicates: oxides, hydrooxides and sulphides. London, The Geological Society, 2011, 920 p.

Cronan D.S. Underwater minerals. London, Academic Press., 1980, 362 p.

Czamanske G.K., Mihailik P. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. Part 1. The opaque oxides // J. Petrol., 1972, v. 13, p. 493—509.

**Davidov M.P.** Geochemistry of Fe-Mn deposits of the rift zone of the northern pre-equatorial section of the MAR — a comparative study // Minerals of the ocean — integrated strategies-2. Conference abstracts. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2004, p. 129—130.

**Dasgupta S., Miura H., Hariya Y.** Stability of Mn-cummingtonite–an experimental study // Miner. J., 1985, v. 12, p. 251–259.

**Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Chattopadhyay G., Banerjee H., Majimdar N., Fukuoka M., Roy S.** Petrology of Mg-Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of the Sausar Group, India // Miner. Mag., 1988, v. 52, p. 105—111.

**Dasgupta S., Banerjee H., Fukuoka M., Bhattacharya P.K., Roy S.** Petrogenesis of metamorphosed manganese deposits and the nature of precursor sediments // Ore Geol. Rev., 1990, v. 5, p. 359—384.

Fermor L.L. The manganese ore deposits of India // Mem. Geol. Surv. India, 1909, v. 37, 610 p.

Flohr M.J.K., Huebner J.S. Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra Nevada, California, USA // Lithos, 1992, v. 29, p. 57–85.

**Hsu L.C.** Selected phase relationship in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria // J. Petrol., 1968, v. 9, p. 40—63.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: Implication or continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 18—36.

**Kuzmichev A., Bibikova E.B., Zhuravlev D.Z.** Neoproterozoic (800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // Precambrian Res., 2001, v. 110, p. 109–126.

**Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Liu Dunyi, Yusheng Wan.** The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Res., 2005, v. 138, p. 125—150.

Levashova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff G., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics, 2010, v. 485, p. 306—320.

Melcher F. Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese-bearing rocks from northern Ghana // Miner. Mag., 1995, v. 59, p. 229–251.

**Mohaparta B.K., Nayak B.** Petrology of Mn carbonate-silicate rocks from the Gangpur Group, India // J. Asian Earth Sci., 2005, v. 25, p. 773—780.

Neumann U. Mineralogie and genese der Manganvorkommen in den Schiefergürteln von Nord-Nigeria. PhD Thesis. Univ. Göttingen, Göttingen. 1988, 227 p.

**Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta, Part B: At. Spectrosc., 2003, v. 58, № 2, p. 341—350.

**Pin C., Santos Zalduegui J.F.** Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta, 1997, v. 339, p. 79—89.

**Roy S.** Comparative study of the metamorphosed manganese protores of the world. The problem of the nomenclature of the gondites and kodurites // Econ. Geol., 1965, v. 60, p. 1238—1260.

Snetsinger K.G. Manganoan ilmenite from a Sierran adamellite // Amer. Miner., 1969, v. 54, p. 431–436.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in ocean basins // Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Toth J.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, v. 91, p. 44–54.

Winter G.A., Essene E.J., Peacor D.R. Carbonates and pyroxenoids from the manganese deposit near Bald Knob, North Carolina // Amer. Miner., 1981, v. 66, p. 278–289.

Usui A., Someya M. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // Manganese mineralization geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits / Eds. K. Nicholson, Hein J.R., B. Buhn, S. Dasgupta. Geol. Soc. Publ., 1997, No 119, p. 177–198.

Рекомендована к печати 27 июля 2018 г. Н.В. Соболевым Поступила в редакцию 27 июля 2017 г., после доработки — 21 июня 2018 г.