

УДК 552.31+552.48

ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ МЕТАГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2020 г. Н. Л. Добрецов^a, Е. В. Складов^{b, c, *}, М. М. Буслов^{d, e},
А. В. Куликова^d, А. В. Лавренчук^{d, f}

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

^bИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^cДальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

^dИнститут геологии и минералогии СО РАН им В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

^eКазанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан

^fНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*e-mail: skl@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 14.01.2020 г.

Принята к публикации 06.02.2020 г.

Эклогитоподобные породы Ольхонского террейна по характеру проявления и особенностям состава минералов соответствуют двум разным типам, несмотря на то что в обоих случаях их образование связано с габброидами одного комплекса. Породы первого типа, представленные гранатом, клинопироксеном, паргаситом ($\pm$ скаполит, $\pm$ анортит, $\pm$ шпинель), наблюдаются в краевых частях нескольких массивов зоны Тонта в виде маломощных зон жильной или пятнистой конфигурации. Гранат имеет альмандин-пироп-гроссуляровый состав с содержанием пиропового компонента до 40%. Породы второго типа обнаружены на острове Замогой в Малом море, сложенном в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных будинированных жил и прожилков, но в то же время они слагают матрикс в южной части зоны, в котором заключены разноразмерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. В этой зоне в виде тел жильной формы присутствуют гранат-пироксеновые породы с крайне незначительным содержанием паргасита, цоизита, анортита, скаполита и титанита, состав которых варьирует от мономинеральных гранатитов до мономинеральных пироксенитов. В массиве Замогой присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с небольшим количеством (около 10%) андрадитового минала. Составы минералов из эклогитоподобных пород массива Замогой резко отличаются от таковых из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарновым.

Ключевые слова: Ольхонский террейн, коллизионный орогенез, эклогитоподобные породы, габбро, метаморфизм, метасоматоз, скарны, гранат, фассаит, скаполит

DOI: 10.31857/S0869590320060023

ВВЕДЕНИЕ

В Прибайкалье широко распространены метаморфические комплексы разного состава и степени метаморфизма. Они относятся преимущественно к серии пород умеренных и низких давлений и имеют раннепалеозойский возраст 500–440 млн лет (Бибикина и др., 1990; Гладкочуб и др., 2014; Добрецов, Буслов, 2007; Донская и др., 2013; Макрыгина, Антипин, 2018; Складов и др., 2020; Федоровский, Складов, 2010; Федоровский и др., 1995, 2014; Donskaya et al., 2017), хотя первоначально считались докембрийскими (Салоп, 1967

и др.). Здесь широко распространены также габбро и вулканиты, характеризующие субдукционную обстановку. Однако породы высоких давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы), которые часто извлекаются из глубинных частей зон субдукции, на большей части территории отсутствуют, присутствуя только севернее, в пределах Северо-Муйской (Шацкий и др., 1996, 2012) и Южно-Муйской субдукционно-коллизионных зон (глыб) (Грудинин, Меньшагин, 1988; Доронина, Складов, 1995; Скузоватов и др., 2016) (рис. 1).

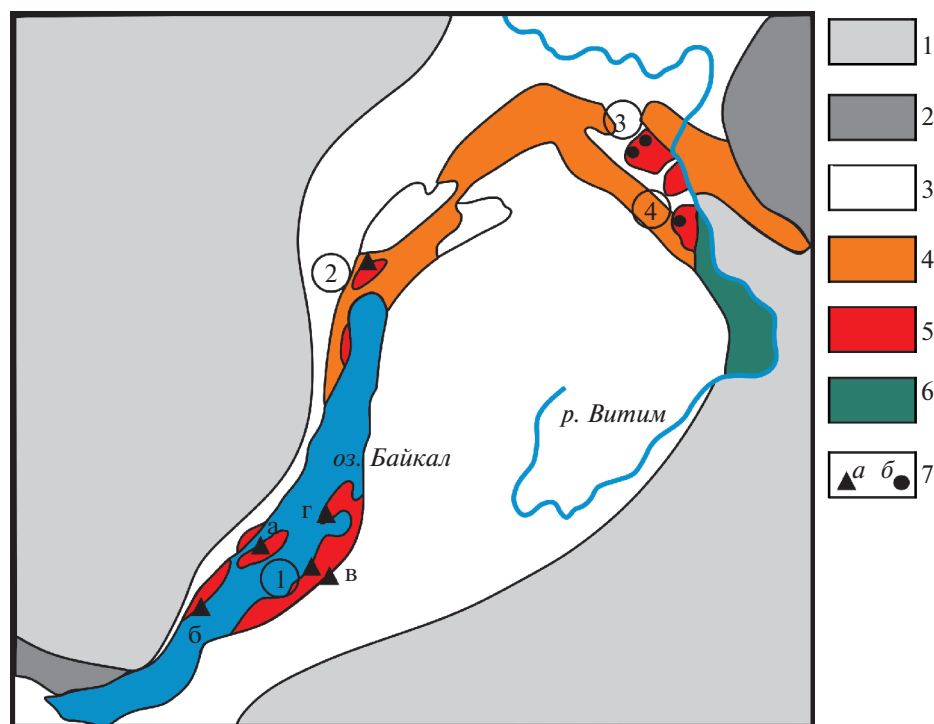


Рис. 1. Схема распространения эклогитов и эклогитоподобных пород в Прибайкалье.

1 – Сибирская платформа; 2 – выступы фундамента Сибирской платформы (Шаражалгайский на юге, Олекминский на северо-востоке); 3 – байкалиты; 4 – Байкало-Муйский пояс; 5 – блоки (глыбы) с высокой степенью метаморфизма (1 – Байкальская, 2 – Унгдарская, 3, 4 – Северо-Южно-Муйская); 6 – каледониды; 7 – выходы эклогитоподобных пород (а) и эклогитов (б): а – остров Замогой, б – зона Тонта, в – район оз. Котокель, г – полуостров Святой Нос; 2 – в бассейне р. Холодной в Северном Прибайкалье; положение эклогитов: 3 – Северо-Муйской, 4 – Южно-Муйской глыб. Пояснения см. в тексте.

Среди эклогитов Северо-Муйской глыбы был установлен (Шацкий и др., 1996, 2012) температурный интервал метаморфизма от 590 до 740°C. Величина давления для эклогитов, оцененная по содержанию жадеитового компонента в пироксене и отвечающая нижнему пределу, находится в диапазоне 14–18 кбар (Шацкий и др., 2012). Вмещающие эклогиты гранитогнейсы представлены двуслюдяными и биотитовыми разновидностями, главным образом с гранатом. Датирование эклогитов и вмещающих гнейсов Sm-Nd методом свидетельствует о неопротерозойском возрасте высокобарического метаморфизма (~630 млн лет). Модельный возраст (TDM) эклогитов (720 млн лет) значительно отличается от модельного возраста вмещающих гнейсов (>1.3 млрд лет). Согласно А.В. Авченко с соавторами (Авченко и др., 1989), температура равновесия эклогитов не превышает 600°C, а давление – 10–13 кбар. Значительно более высокие температура (800°C) и давление (17–18 кбар) приведены в работе Н.Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1989). Различие в оценках давления у разных авторов может быть связано с тем, что они исследовали разные типы эклогитов, которые могли быть эксгумированы с различных глубин.

В пределах Южно-Муйской глыбы исследованы (Скузоватов и др., 2016) высокобарические мафические гранулиты и гранатопырооксениты, встречающиеся в виде будин и линз среди метаморфических пород. Формирование первичных парагенезисов гранулитов и гранатовых пироксенитов происходило при P - T условиях: 670–750°C и 9.5–12.0 кбар. Возраст пика гранулитового метаморфизма пород по цирконам U-Pb (LA-ICP-MS) методом составляет 630 млн лет, что соответствует возрасту эклогитов в Северо-Муйской субдукционно-коллизийной зоне. Сходство возрастов гранулитового метаморфизма Южно-Муйского и эклогитового метаморфизма Северо-Муйского блоков свидетельствует о их пространственной совмещенности к началу позднедокембрийских субдукционно-коллизийных событий.

Гораздо большее распространение в Западном Забайкалье получили эклогитоподобные породы (рис. 1) преимущественно гранат-клинопироксенового состава с переменным содержанием амфибола, реже эпидота. Такие породы были описаны в работе (Добрецов, Соболев, 1989) на юго-восточном борту Байкала в составе черногривской свиты около оз. Котокель и в виде линз в метаморфизованной олистостроме в бассейне р. Холодная, Северное При-

байкалье (Добрецов, Соболев, 1989; Габоу и др., 1984). В.А. Макрыгиной и В.С. Антипиным (Макрыгина, Антипин, 2018) был описан омфациит (на самом деле хлоромеланит, с содержанием Na_2O до 6 мас. % при 2.2–2.5 мас. % Al_2O_3) в базитовых включениях в мраморах на полуострове Святой Нос (рис. 1). В Ольхонском террейне Западного Прибайкалья также давно известны эклогитоподобные породы (Демина, Ескин, 1974; Корреляция ..., 1979), позднее описанные в качестве гранатовых пироксенитов (Владимиров и др., 2017), встречающиеся в гранулитовой фации метаморфизма. Для гранатовых пироксенитов параметры метаморфизма составляют: $T = 780\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 7.9\text{--}8.3$ кбар. Близкие значения P - T параметров метаморфизма ($770\text{--}820^\circ\text{C}$, $7.7\text{--}8.6$ кбар) получены и для метаморфических пород, вмещающих пироксениты (Владимиров и др., 2017).

Большинство проявлений эклогитоподобных пород Прибайкалья расположено в пределах Ольхонского композитного террейна и его аналогах на северо-восточном побережье Байкала, представляющих фрагменты раннепалеозойской островной дуги (Макрыгина, Антипин, 2018). Вариации минерального состава, природа, механизм и P - T условия образования таких пород изучены достаточно слабо и являются предметом обсуждения настоящей статьи.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА

Раннепалеозойский Ольхонский террейн Западного Прибайкалья сложен комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород. Он представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов и тектонических пластин, сформированный в процессах фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский, Скляров, 2010; Donskaya et al., 2017). Выделяется несколько этапов тектогенеза (покровный, купольный, сдвиговый), сопровождавшихся высокотемпературными метаморфическими преобразованиями, базитовым и гранитоидным магматизмом (Федоровский и др., 1995, 2017). Степень метаморфизма в пределах террейна варьирует от гранулитовой до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Выделяется три этапа регионального метаморфизма (Скляров и др., 2020): 1) гранулитовый метаморфизм в пределах узкой полосы, большей частью примыкающей к Сибирскому кратону и прослеженной к северо-востоку до северной оконечности острова Ольхон, с возрастом 490–500 млн лет; 2) зональный метаморфизм от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, проявленный в пределах коллажа микротеррейнов севернее зоны Орсо, отделяющей

Крестовский субтеррейн от остальных микротеррейнов, с возрастом 460–470 млн лет; 3) относительно высокостатический метаморфизм зоны Орсо с низкостатическим метаморфизмом Крестовского субтеррейна.

Характерной особенностью гранулитовой зоны является ее насыщенность мелкими телами (более 150) габброидов и пироксенитов (Владимиров и др., 2017), имеющими резкие контакты с вмещающими мафическими гранулитами, гнейсами и кварцитами, реже мраморами. Преобладают массивы изометричной формы на эрозионном срезе, однако встречаются и тела с дайкоподобной или более сложной (массив Улан-Харгана) конфигурацией. Основными породообразующими минералами габброидов являются пироксен диопсид-геденбергитового состава, амфибол, представленный обычно паргаситом, и плагиоклаз, отвечающий по составу анортиту, реже — битовниту. Обычным является также присутствие разновидностей со шпинелью и/или скаполитом, нередко присутствует фassaитовый пироксен и шпинель. Гораздо реже в габброидах появляется гранат, причем характер его проявления свидетельствует о наложенном характере минерализации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

По особенностям строения и составам слагающих их минералов выделяется два типа эклогитоподобных пород.

1. Эклогитоподобные породы первого типа встречаются в краевых частях всего нескольких массивов габбро (рис. 2), где они слагают мало-мощные зоны жильной или пятнистой конфигурации. Иногда они заключены в плагиоклазовую “рубашку”. Только в одном случае породы с гранатом образуют более крупное тело в габбро-пироксенитовом массиве Черноруд (Владимиров и др., 2017). Сложены эклогитоподобные породы гранатом, клинопироксеном, паргаситом, в небольших количествах могут присутствовать скаполит, анортит, шпинель.

2. Эклогитоподобные породы второго типа обнаружены на острове Замогой в проливе Малое море. Остров сложен в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов (рис. 3). Основная часть массива представлена средне-крупнозернистыми, реже — мелкозернистыми или пегматоидными, массивными или гнейсовидными метагаббро, варьирующими по составу от меланократовых (близки к пироксенитам) до лейкократовых (близки к сиенитам) и сложенными клинопироксеном и плагиоклазом с варьирующим количеством амфибола. Нередко относительно однородные ме-

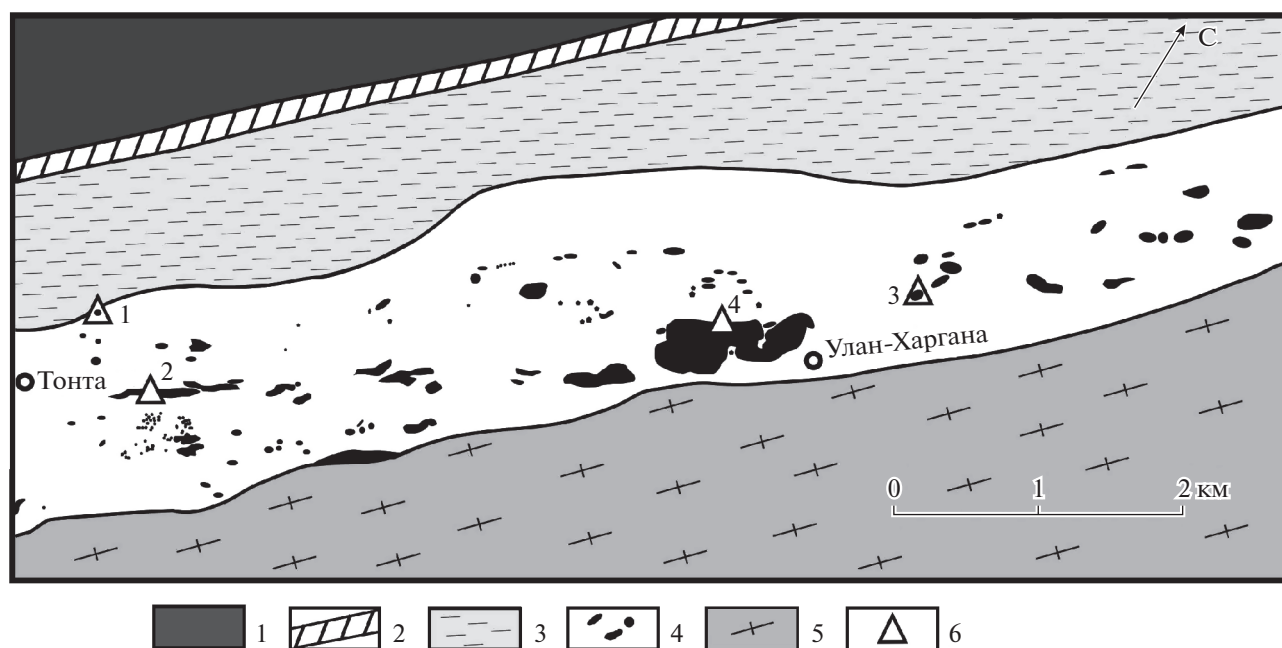


Рис. 2. Фрагмент зоны Тонта с массивами габброидов.

1 – Сибирский кратон; 2 – зона Приморского разлома; 3 – раннепалеозойский коллизионный шов между Сибирским кратоном и Ольхонским террейном; 4 – массивы габброидов среди сложно дислоцированных метаморфических пород, включающих гнейсы, мафические гранулиты, кальцитовые и доломитовые мраморы, а также кварциты; 5 – существенно гнейсовая толща; 6 – проявления изученных эклогитоподобных пород (1–3) и габброидов (4); цифры соответствуют анализам минералов в табл. 1–4.

тагаббро содержат разнообразные пегматоидные жилы и линзы, в том числе с крупными (3–5 см) кристаллами клинопироксена и роговой обманки.

В пределах массива выделяются две зоны метасоматических изменений – субмеридиональная и субширотная (см. рис. 3). Субмеридиональная зона, характерной особенностью которой является широкое распространение фассаитового пироксена, трассируется фрагментированной жилой карбонатных и карбонатно-силикатных пород, участками представляющей собой мраморный меланж с разноразмерными фрагментами габброидов массива (рис. 4а, 4б). Вторая зона имеет более сложное строение. В северной ее части преобладают метагабброиды с фассаитом, как и в субмеридиональной зоне, а южная часть насыщена кальцитом, количество которого в породе может варьировать от 10 до 100%. Чисто кальцитовые отдельные будинированные жилы редки, гораздо шире распространены карбонатно-силикатные породы. Иногда они слагают серии маломощных жил и прожилков в габброидах (рис. 4г), но чаще представляют собой матрикс, в котором присутствуют разноразмерные фрагменты габброидов.

По характеру проявления в массиве Замогой выделяется две разновидности эклогитоподобных пород:

1. Небольшие участки во фрагментах фассаит-анортитовых метасоматитов, заключенных в мат-

рикс карбонатно-силикатных пород (рис. 4в). Иногда скопления граната окружены зоной плагиоклаз-скаполитового состава среди фассаит-анортитовых пород.

2. Сливные гранатиты и гранат-пироксеновые породы, слагающие жильные тела мощностью от 10 см до 2 м в восточной части зоны (см. рис. 3). Эти жилы секут метагаббро фассаит-анортитового ($\pm$ паргасит, $\pm$ скаполит) состава (рис. 4д). Иногда такие жилы имеют двучленное строение: часть их сложена преимущественно фассаитом, а часть – в основном гранатом (рис. 4е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для минералогической характеристики эклогитоподобных пород и вмещающих их габброидов было проанализировано более 500 зерен гранатов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, скаполитов, цоизитов и некоторых других минералов. Выборочные анализы основных минералов приведены в табл. 1–4. Анализы были сделаны в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева (г. Новосибирск) на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оборудованном системами микроанализа Inca Energy 450+/Aztec Energy XMax-80 и Inca Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis). Исследование состава минералов методом EDS выполнялось при следующих условиях: энергия электрон-

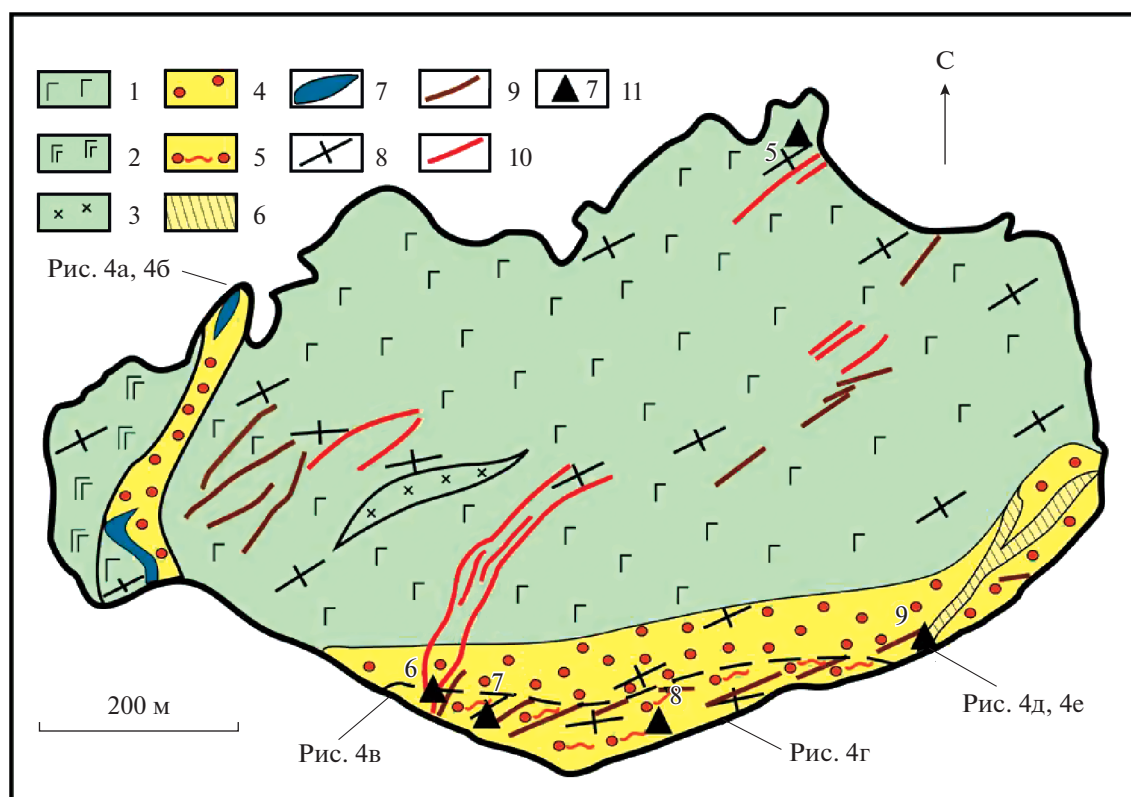


Рис. 3. Геологическая карта о-ва Замогой.

1–3 — метагабброиды преимущественно мезократовые (1), меланократовые (2) и лейкократовые до сиенитов (3); 4–6 — зоны метасоматических изменений в габброидах: с развитием фассаита (4), насыщенные кальцитом (5), со сливными гранатами (6); 7 — инъекционные кальцифиры, в том числе мраморный меланж; 8 — элементы залегания; 9, 10 — жилы сиенитов (9) и гранитов (10); 11 — проявления изученных габброидов (5) и эклогитоподобных пород (6–9); цифры соответствуют анализам минералов в табл. 1–4. Стрелками показаны места фотографий на рис. 4.

ного пучка 20 кэВ, ток электронного зонда 1.5 нА, время набора спектра (live acquisition time of spectrum) 20 с. В качестве образцов сравнения были использованы синтетические соединения и природные минералы: SiO_2 (O, Si), BaF_2 (F, Ba), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Na), $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ (Mg, Ca), Al_2O_3 (Al), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P). Поправка на матричные эффекты выполнялась методом ХРР, входящим в комплекс программного обеспечения системы микроанализа. Часть анализов была выполнена на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (размер электронного пучка 2–3 мкм, ток зонда 45 нА и ускоряющее напряжение 20 кВ). Время счета для каждого элемента составляло 10 с. В качестве стандартов для калибровки были использованы: Fe, Al — пироп; Mn — Mn-гранат; Mg, Ca — диопсид; Hf, Zr, Si — циркон; Nb — синтетический LiNbO_3 ; Ti — ильменит; Cr — Cr-пироп.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Габброидные массивы зоны Тонта и о-ва Замогой обнаруживают значительное сходство по

химическому и минеральному составу и сложены в основном средне- и крупнокристаллическими разновидностями. Только в некоторых из них сохранились габбро с отчетливой габбровой или габбро-офитовой структурой (рис. 5а, 5б), в которых основными минералами являются салит, паргасит и анортит. Высокотемпературная перекристаллизация приводит к сглаживанию магматических кристаллических форм при неизменности минералогического состава (рис. 5в). При дальнейшем развитии метаморфических и метасоматических преобразований в породах наряду с салитом появляется фассаит, вплоть до образования фассит-анортитовых пород. Для максимально преобразованных габброидов характерно развитие паргасита, появление зеленой шпинели (рис. 5г) и скаполита.

Пироксены по химическому составу в основном соответствуют салитам, однако достаточно часто наряду с салитами присутствуют фассаиты, в которых содержание Al_2O_3 составляет 5–8 мас. % (табл. 1, рис. 6). В некоторых разновидностях габброидов присутствует только фассаит. Амфиболы представлены паргаситом, реже — ферропаргаси-



Рис. 4. Детали проявления эклогитоподобных пород массива Замогой.

(а, б) — северный выход фрагментированной зоны мраморного меланжа (а) и фрагмент этой зоны с обломками габброидов в кальцитовом матриксе (б); (в) — фрагмент эклогитоподобных пород (показан стрелкой) в фассаит-аноритовой “рубашке” среди карбонатно-силикатных пород; (г) — жилы и прожилки карбонатно-силикатных пород и кальцита в габброидах; (д) — жила эклогитоподобных пород (2) в метагаббро (1); (е) — жильное тело эклогитоподобных пород с зонами существенно фассаитового (2) и существенно гранатового (3) состава среди метагаббро (1).

том (табл. 2, рис. 7). Плагиоклазы по своему составу соответствуют анортиту ($X_{An} = 0.9–1.0$), скаполиты — мейониту, реже — натровому мейониту ($X_{Ca} = 0.60–0.87$) (табл. 3).

Эклогитоподобные породы зоны Тонта сложены гранатом и пироксеном и представлены в основном среднезернистыми массивными разновидностями (рис. 5д, 5е). Обычно в небольшом

Таблица 1. Состав клинопироксенов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

		Габброиды				Эклогитоподобные породы																		
Компо- ненты	4*	5		1	2	3		6			7	8		9										
		SE2173A**	SE2177B	SE2182A	SE2695A	SE2244	SE2210	19A003	D38A			SE4616C	SE4619A	SE2698B	SE2696D									
SiO ₂	50.06	49.03	46.89	47.37	52.52	51.94	53.18	51.49	50.66	49.27	52.03	50.86	51.09	49.95	45.87	49.46	49.68	49.72	48.61	46.57	45.59	46.02	49.10	48.46
TiO ₂	0.78	1.13	1.57	1.23	нпо	нпо	0.50	0.82	0.90	0.43	0.92	0.98	1.17	1.01	1.11	0.40	0.67	0.35	0.28	0.90	1.08	1.00	0.92	0.45
Al ₂ O ₃	3.82	4.69	7.58	6.84	1.51	1.87	1.06	3.67	3.44	6.18	3.12	5.16	4.67	5.97	8.24	7.53	3.35	2.66	2.15	4.10	7.56	6.99	3.82	2.04
FeO _{tot}	11.24	11.41	13.23	12.84	8.23	8.48	8.01	8.29	4.82	5.22	5.22	5.48	5.06	5.24	14.23	13.99	13.34	12.50	15.43	23.97	23.56	14.10	15.68	20.80
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.00	0.00	0.00	0.00	нпо	нпо	0.20	0.13	0.08	нпо	нпо	0.43	нпо	нпо	0.32	
MgO	10.71	9.98	7.43	7.81	13.3	12.97	13.47	12.45	14.34	13.15	14.52	14.16	14.33	13.93	6.98	7.42	9.45	9.78	8.18	3.45	2.75	7.06	6.53	4.91
CaO	23.51	23.23	22.85	23.07	24.46	24.36	24.32	23.62	24.17	23.23	24.75	24.22	24.61	24.37	23.13	23.34	23.55	23.93	23.84	22.49	22.81	23.35	23.32	22.96
Na ₂ O	нпо	нпо	1.02	0.82	нпо	нпо	нпо	нпо	0.00	0.32	0.00	0.00	нпо	нпо	0.44	0.37	0.39	нпо	нпо	нпо	0.49	0.43	нпо	0.35
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.01	0.00	0.01	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	100.12	99.48	100.57	99.98	100.02	99.62	100.04	100.02	98.25	98.27	100.07	100.80	100.73	100.63	100.12	99.86	100.03	100.11	100.18	101.26	101.12	99.23	99.98	100.29

60

Si	1.894	1.870	1.776	1.804	1.959	1.948	1.981	1.919	1.900	1.847	1.917	1.862	1.870	1.831	1.756	1.884	1.892	1.917	1.927	1.850	1.760	1.775	1.883	1.910
Ti	0.022	0.033	0.045	0.035	0.000	0.000	0.000	0.014	0.023	0.025	0.012	0.025	0.027	0.032	0.029	0.032	0.012	0.019	0.010	0.008	0.027	0.031	0.029	0.013
Al	0.170	0.211	0.338	0.307	0.066	0.083	0.046	0.161	0.152	0.273	0.136	0.223	0.201	0.258	0.372	0.341	0.150	0.159	0.121	0.101	0.192	0.344	0.318	0.095
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.095	0.076	0.015	0.022	0.000	0.000	0.001	0.006	0.006	0.003	0.005	0.016	0.091	0.097	0.088	0.019	0.025	0.054	0.109	0.106	0.009	0.085
Fe ²⁺	0.356	0.364	0.324	0.333	0.242	0.244	0.250	0.258	0.150	0.158	0.155	0.165	0.150	0.145	0.365	0.352	0.379	0.472	0.766	0.729	0.346	0.400	0.424	0.601
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.004	0.003	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.011
Mg	0.604	0.567	0.419	0.443	0.740	0.725	0.748	0.692	0.802	0.735	0.797	0.773	0.782	0.761	0.399	0.424	0.536	0.555	0.470	0.204	0.163	0.407	0.376	0.288
Ca	0.953	0.949	0.927	0.941	0.978	0.979	0.971	0.943	0.972	0.933	0.977	0.950	0.965	0.957	0.949	0.959	0.961	0.976	0.985	0.955	0.971	0.966	0.964	0.970
Na	0.000	0.000	0.075	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.027	0.029	0.000	0.000	0.000	0.036	0.032	0.000	0.027
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	3.999	3.993	4.000	4.000	4.000	4.000	3.996	3.987	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
f	0.37	0.39	0.44	0.43	0.25	0.25	0.25	0.27	0.16	0.18	0.16	0.18	0.16	0.16	0.48	0.46	0.39	0.41	0.50	0.79	0.82	0.46	0.52	0.68

Примечание. Здесь и далее в таблицах: нпо — ниже порога обнаружения, оксиды даны в мас. %; f = (Fe²⁺ + Mn)/(Fe²⁺ + Mn + Mg); *цифры 1—9 соответствуют номерам точек пробоотбора на рис. 2, 3; ** номера анализов.

Таблица 2. Состав амфиболов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

		Габброиды				Эклогитоподобные породы															
Компо- ненты	4				5		1		2		3		6		9						
	SE2173A	SE2177B	SE2182A		SE2695A		SE2244		SE2210		19A003		DS38A		D38B	SE2698B	SE2696D				
SiO ₂	39.66	41.1	38.23	38.59	38.64	41.1	42.17	41.89	42.57	42.50	41.58	42.02	41.42	43.07	38.93	38.47	42.86	38.72	39.39	38.57	38.4
TiO ₂	2.64	2.14	2.54	2.79	2.44	2.04	1.93	2.09	2.12	1.70	1.72	2.14	2.25	1.82	1.22	1.21	0.84	0.97	0.33	1.42	1.43
Al ₂ O ₃	14.23	13	15.66	16.04	15.81	15.12	14.13	15.15	15.90	14.98	16.59	15.80	16.44	14.91	15.80	14.84	10.82	15.83	15.64	16.27	16.25
Cr ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0.54	0.8	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO _{tot}	17.68	18.24	19.66	20.24	14.04	14.88	13.82	14.33	7.81	8.18	9.20	9.70	8.95	8.67	20.44	22.07	19.61	25.81	26.5	20.02	19.64
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.10	0.07	0.11	0.25	нпо	нпо	нпо
MgO	8.06	8.56	6.24	6.19	9.5	9.73	10.81	10.3	13.95	14.41	13.76	12.67	13.71	14.54	6.25	6.13	7.67	2.45	2.52	6.72	6.68
CaO	12.03	11.5	12.09	12.15	12.05	12.28	12.09	12.3	12.35	12.20	12.47	12.38	12.59	12.55	11.94	11.96	13.34	12.16	12.24	12.15	11.99
Na ₂ O	2.44	2.32	2.06	2.16	1.27	1.7	1.97	2.1	2.00	2.04	2.13	2.25	2.28	1.95	2.14	2.37	1.51	1.37	1.35	2.74	2.57
K ₂ O	0.55	0.41	1.88	1.96	2.05	0.75	0.36	0.46	0.78	0.36	0.64	0.61	0.39	0.19	0.32	0.36	0.19	нпо	нпо	0.83	0.82
Сумма	97.29	97.26	98.35	100.11	96.33	98.4	97.28	98.62	97.48	96.37	98.09	97.57	98.03	97.7	97.14	97.51	96.97	97.56	97.98	98.71	97.8

23 О

Si	6.047	6.250	5.868	5.831	5.890	6.091	6.257	6.154	6.141	6.201	6.010	6.116	5.985	6.205	6.001	5.978	6.574	6.071	6.151	5.876	5.890
Ti	0.302	0.244	0.293	0.316	0.279	0.227	0.216	0.230	0.230	0.187	0.187	0.234	0.245	0.197	0.142	0.141	0.097	0.114	0.039	0.162	0.165
Al	2.557	2.330	2.833	2.856	2.841	2.641	2.472	2.624	2.704	2.577	2.827	2.711	2.800	2.532	2.871	2.719	1.957	2.926	2.880	2.921	2.938
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.065	0.094	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.254	2.320	2.523	2.557	1.789	1.845	1.715	1.761	0.942	0.998	1.112	1.181	1.082	1.045	2.635	2.868	2.515	3.384	3.461	2.550	2.520
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.009	0.014	0.033	0.000	0.000	0.000
Mg	1.832	1.940	1.427	1.393	2.159	2.151	2.392	2.256	2.999	3.133	2.964	2.748	2.954	3.124	1.437	1.420	1.754	0.574	0.587	1.525	1.528
Ca	1.966	1.874	1.988	1.966	1.968	1.951	1.922	1.936	1.909	1.907	1.931	1.931	1.950	1.938	1.972	1.992	2.192	2.042	2.049	1.982	1.971
Na	0.721	0.684	0.614	0.632	0.374	0.488	0.566	0.599	0.559	0.577	0.597	0.635	0.638	0.546	0.641	0.715	0.448	0.418	0.408	0.808	0.766
K	0.108	0.079	0.368	0.378	0.398	0.141	0.068	0.086	0.144	0.067	0.118	0.113	0.071	0.035	0.063	0.072	0.038	0.000	0.000	0.162	0.160
Сумма	15.787	15.722	15.914	15.930	15.764	15.629	15.608	15.646	15.628	15.647	15.747	15.669	15.725	15.622	15.773	15.915	15.592	15.561	15.574	15.986	15.938
f	0.55	0.54	0.64	0.65	0.45	0.46	0.42	0.44	0.24	0.24	0.27	0.30	0.27	0.25	0.65	0.67	0.59	0.86	0.85	0.63	0.62

Таблица 3. Состав скаполитов и плагиоклазов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

Компо- ненты	Габброиды							Эклогитоподобные породы				
	4					5		6		9		
	SE2173A	SE2177B		SE2182A		SE2695A		D38A		SE2696D		SE2698B
	<i>Scp</i>	<i>Scp</i>	<i>Pl</i>	<i>Scp</i>	<i>Pl</i>	<i>Scp</i>	<i>Pl</i>	<i>Scp</i>	<i>Pl</i>	<i>Scp</i>	<i>Pl</i>	<i>Scp</i>
SiO ₂	44.69	44.91	49.18	44.01	47.94	39.69	45.4	42.94	44.19	45.27	45.33	41.85
Al ₂ O ₃	28.42	28.51	32.25	29.21	33.05	33.16	35.07	29.28	35.15	28.98	35.96	29.34
FeO _{tot}	нпо	нпо	0.54	нпо	нпо	нпо	нпо	0.04	0.10	нпо	нпо	нпо
CaO	19.71	19.27	15.49	20.34	16.36	12.73	18.82	20.44	19.00	19.56	19.2	21.18
Na ₂ O	2.93	2.99	2.76	2.31	2.33	4.08	1.08	2.00	0.58	3.17	0.84	1.89
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.02	0.00	нпо	нпо	нпо
Сумма	95.75	95.68	100.23	95.87	99.68	89.66	100.36	94.73	99.02	96.98	101.32	94.26
Si	6.830	6.855	2.247	6.721	2.203	6.376	2.087	6.671	2.060	6.826	2.065	6.535
Al	5.119	5.130	1.737	5.258	1.79	6.279	1.900	5.364	1.932	5.151	1.931	5.401
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	3.228	3.151	0.758	3.329	0.805	2.192	0.927	3.403	0.949	3.160	0.937	3.544
Na	0.867	0.886	0.245	0.683	0.208	1.272	0.096	0.601	0.052	0.926	0.074	0.571
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	16.044	16.023	5.007	15.991	5.006	16.120	5.011	16.050	4.998	16.062	5.006	16.051
X _{Ca}	0.79	0.78	0.76	0.83	0.79	0.63	0.91	0.85	0.95	0.77	0.93	0.86

количестве присутствует паргасит, редко — анортит. Они характеризуются достаточно близкими составами слагающих их минералов, даже когда и присутствуют в разных массивах. Гранат имеет алмандин-пироп-гроссуляровый состав, доля пиропового компонента составляет 30–40% (табл. 3, рис. 8). Содержание андрадитового и спессартинового минералов незначительно и редко достигает 5%. Пироксены по составу соответствуют диопсиду ($f = 0.16–0.18$) с варьирующими концентрациями глинозема ($Al_2O_3 = 3–6$ мас. %), умеренными содержаниями титана ($TiO_2 = 0.2–1.2$ мас. %) и низкими натрия, нередко ниже пределов обнаружения (см. табл. 1, рис. 6). Амфиболы представлены низкожелезистым ($f = 0.22–0.30$) паргаситом, редко чермакитом и чермакитовой роговой обманкой. Плагиоклаз соответствует по своему составу анортиту.

Эклогитоподобные породы массива Замогой существенно отличаются от таковых зоны Тонта по особенностям состава минералов. Гранаты отличаются низким содержанием пиропового (менее 5%), очень высоким — гроссулярового (55–70%) и умеренным — алмандинового (24–41%) компонентов. По сравнению с гранатами эклогитоподобных пород зоны Тонта в них выше доля андрадитового минерала, которая варьирует незначительно (8–12%), а содержание спессартинового компонента такое же низкое (1.5–2.0%). Существенных раз-

личий между составами гранатов в жильных телах эклогитоподобных пород и во фрагментах среди карбонатно-силикатных пород не наблюдается.

Для пироксенов характерны более широкие вариации составов. Они отличаются от пироксенов из габброидов более высокой железнотостью ($f = 0.40–0.82$) и по составу соответствуют салитам и железистым салитам. На тройной диаграмме волластонит—энстатит—ферросилит (рис. 6) большинство точек их составов расположено выше линии диопсид—геденбергит, что объясняется высокими содержаниями кальция (0.95–0.99 форм. ед.) и алюминия. Содержание глинозема в пироксенах из непосредственной ассоциации с гранатом невысокое ($Al_2O_3 = 2–4$ мас. %), в то время как в контактирующих пироксен-анортитовых породах и сливных пироксенитах присутствует фассаит, в котором концентрация Al_2O_3 составляет 7–8 мас. %. Амфиболы в эклогитоподобных породах представлены железистым паргаситом ($f = 0.59–0.77$) или феррочермакитом ($f = 0.83–0.87$) (см. рис. 7). Скаполиты по составу соответствуют мейониту ($X_{Ca} = 0.75–0.88$), плагиоклазы — анортиту ($X_{An} = 0.9–1.0$). В качестве аксессуаров присутствует титанит.

Интересным фактом является обнаружение кальцит-анортитовых симплектитов во вмещающих эклогитоподобные породы карбонатно-сили-

Таблица 4. Состав гранатов из эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

Компо- ненты	1		2		3		6				7		8		9			
	SE2244		SE2210		19A003		D38A		D38B		SE4616C		SE4619A		SE2698B		SE2696D	
SiO ₂	39.42	39.16	39.88	39.70	39.49	39.56	37.89	37.90	38.11	37.91	38.44	38.55	37.97	37.82	37.78	37.52	38.64	38.27
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.26	0.06	0.24	0.22	0.25	нпо	0.25	нпо	нпо	0.30	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	21.86	21.90	22.03	21.91	22.18	22.13	19.68	20.12	19.68	19.76	20.22	20.60	19.78	19.71	19.75	19.88	20.26	20.07
FeO _{tot}	18.17	21.68	20.44	19.64	19.53	19.93	16.55	19.98	18.39	17.39	17.14	17.64	19.88	19.54	18.89	17.12	14.02	14.14
MnO	1.03	0.92	1.14	1.07	1.01	0.98	1.02	1.88	0.61	0.77	0.70	0.63	1.61	1.70	1.73	1.55	1.08	1.07
MgO	10.26	7.91	9.10	10.00	9.90	9.68	0.96	0.66	0.99	0.19	1.13	1.03	нпо	нпо	нпо	0.83	0.85	0.91
CaO	8.07	8.18	7.82	7.76	8.33	8.19	23.23	19.92	22.25	23.02	23.41	23.03	21.02	21.21	21.14	22.02	25.34	25.49
Сумма	98.81	99.75	100.41	100.08	100.44	100.46	99.60	100.53	100.25	99.97	101.28	101.48	100.51	99.99	99.28	99.23	100.18	99.96

12 О

Si	2.998	3.000	3.014	2.994	2.967	2.976	2.962	2.963	2.969	2.988	2.953	2.956	2.979	2.979	2.994	2.953	2.985	2.963
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.004	0.014	0.013	0.014	0.000	0.015	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000
Al	1.960	1.978	1.963	1.948	1.964	1.962	1.814	1.855	1.807	1.836	1.830	1.861	1.829	1.830	1.844	1.844	1.844	1.831
Fe ³⁺	0.044	0.023	0.009	0.064	0.103	0.086	0.231	0.212	0.227	0.163	0.234	0.226	0.184	0.212	0.169	0.214	0.187	0.243
Fe ²⁺	1.111	1.366	1.283	1.175	1.124	1.167	0.851	1.094	0.970	0.983	0.867	0.905	1.120	1.075	1.083	0.913	0.719	0.673
Mn	0.066	0.060	0.073	0.068	0.064	0.063	0.067	0.125	0.040	0.051	0.045	0.041	0.107	0.114	0.116	0.103	0.071	0.070
Mg	1.163	0.903	1.025	1.124	1.109	1.086	0.112	0.077	0.115	0.022	0.129	0.118	0.000	0.000	0.000	0.097	0.097	0.105
Ca	0.658	0.671	0.633	0.627	0.670	0.660	1.946	1.669	1.857	1.944	1.927	1.892	1.766	1.790	1.795	1.857	2.097	2.115
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Andr	2.2	1.2	0.4	1.7	5.2	4.3	11.6	10.6	0.11	0.08	11.3	10.8	9.1	10.4	8.5	10.7	9.4	12.2
Alm	37.5	45.8	42.7	39.6	38.9	40.1	30.4	39.0	0.29	0.30	33.1	34.6	41.2	40.4	37.8	32.5	25.3	24.2
Spes	2.2	2.0	2.4	2.3	2.2	2.2	2.4	4.4	0.01	0.02	1.7	1.6	3.9	4.3	4.0	3.7	2.5	2.5
Prp	39.2	30.3	34.1	37.9	38.4	37.3	4.0	2.7	0.03	0.01	4.9	4.5	0.0	0.0	0.0	3.5	3.4	3.8
Gros	21.1	21.9	20.8	20.3	20.5	20.5	63.3	53.8	0.55	0.60	60.2	59.3	54.8	55.3	58.2	60.4	68.8	69.5

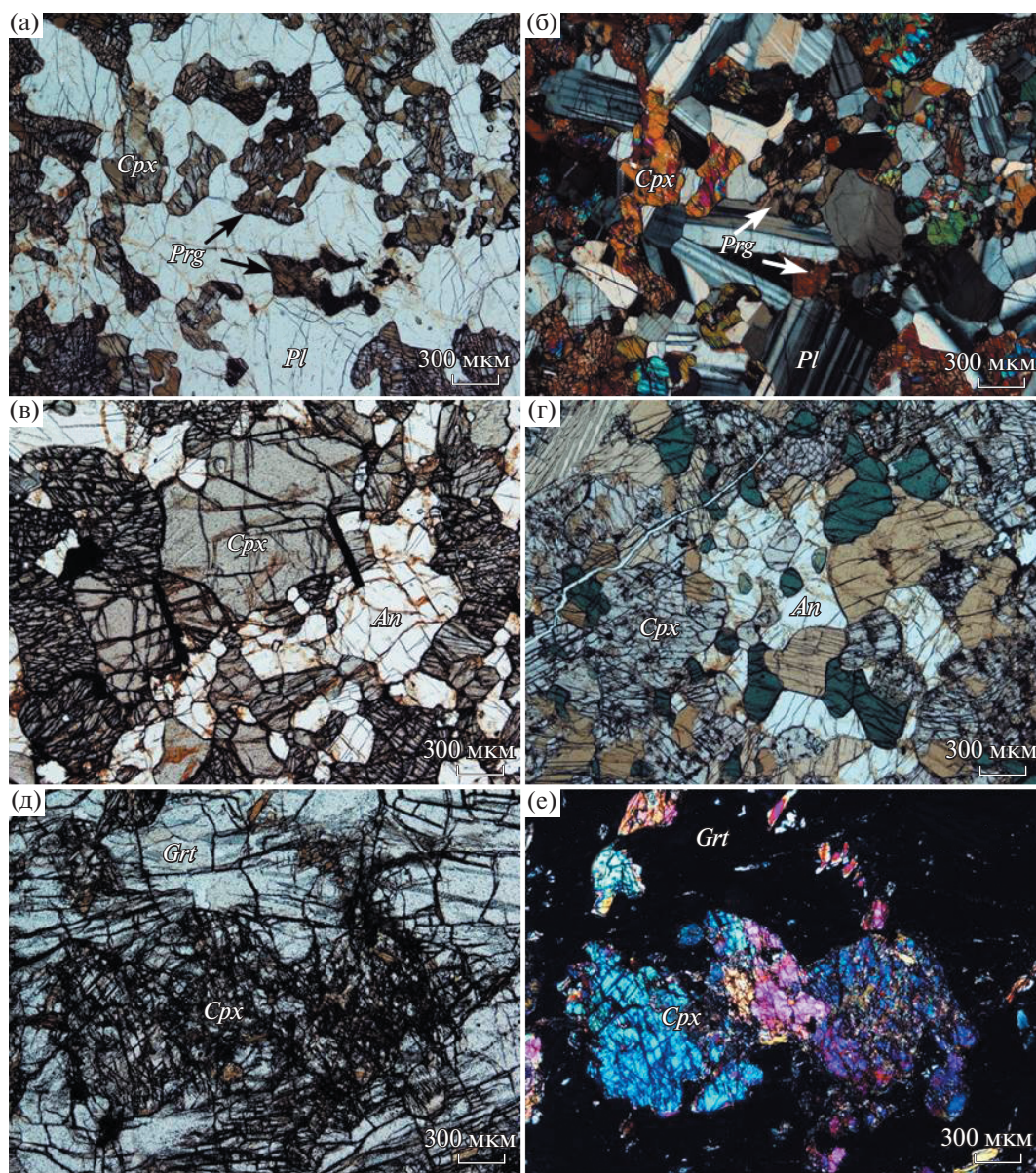


Рис. 5. Микрофотографии габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна.

(а, б) — габбро, сложенное салитом, паргаситом и битовнитом с сохранившейся габбро-офитовой структурой; (в) — частично перекристаллизованное метагаббро салит-анортитового состава; (г) — метагаббро, сложенное салитом, паргаситом, анортитом и зеленой шпинелью; (д, е) — эклогитоподобная порода, сложенная салитом и гранатом с редким паргаситом. (а, в, г, д) — без анализатора; (б, е) — николи скрещены.

катных породах, сложенных фассаитом, паргаситом, анортитом, скаполитом и кальцитом. С симплектитам иногда ассоциирует свежий скаполит.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДРУГИМИ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫМИ ПОРОДАМИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В рассматриваемом регионе проявления эклогитоподобных пород описаны на восточном берегу

Байкала в районе оз. Котокель (точка 1в на рис. 1), на полуострове Святой Нос (точка 1г на рис. 1) и в бассейне р. Холодной Северного Прибайкалья (точка 2 на рис. 1).

Эклогитоподобные породы в районе оз. Котокель образуют тектонические линзы длиной от 0.1 до 1.3 км в составе метаофиолитовой ассоциации, распространенной также в Северном Прибайкалье (Габов и др., 1984; Добрецов и др., 1989). В полосе метаофиолитовых пород длиной около 12 км

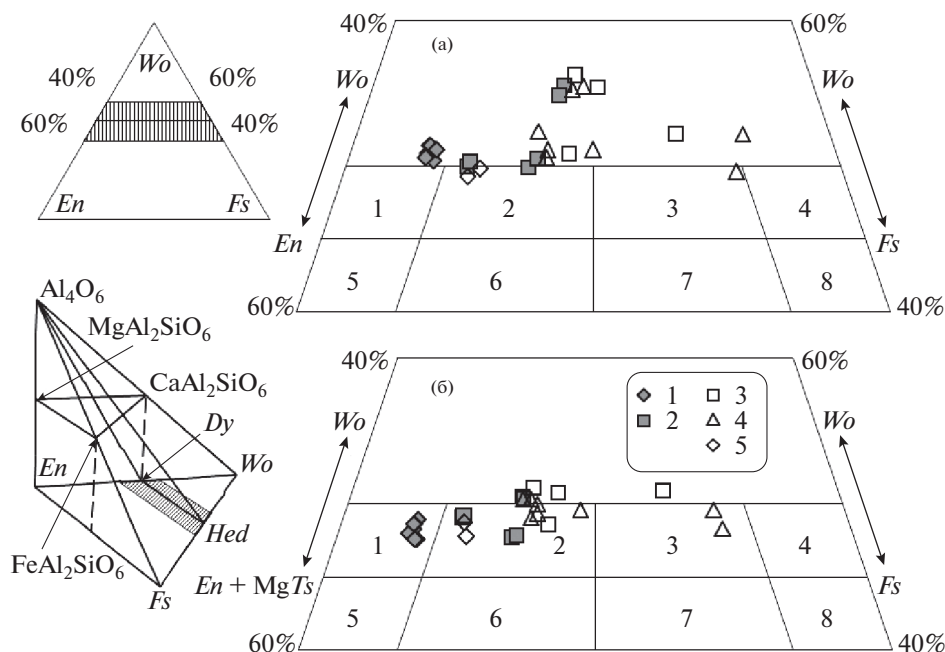


Рис. 6. Состав клинопироксенов габброидов и эклогитоподобных пород массива зоны Тонта и о-ва Замогой (см. табл. 1): (а) — без учета Al_2O_3 , (б) — с учетом Al_2O_3 . 1, 2 — Тонта: 1 — метасоматизированные габброиды с гранатом, 2 — метагаббро; 3–5 — Замогой: 3 — гранатиты и гранат-пироксеновые породы, 4 — скарноиды и карбонатно-силикатные породы, 5 — метасоматизированные габбро. Поля составов пироксенов даны по (Poldervaart, Hess, 1951) (см. цифры на рисунке): 1 — диопсид, 2 — салит, 3 — ферросалит, 4 — геденбергит, 5 — эндиопсид, 6 — авгит, 7 — ферроавгит, 8 — феррогеденбергит.

к северу от оз. Котокеля и к северо-западу от него обнаружено свыше 10 линз длиной 100–200 м, сложенных эклогитоподобными породами, и множество мелких будин диаметром 2–10 м, обогащенных гранатом в разной степени. Среди них выделяются две группы пород:

1) магнезиальные породы с содержанием (мас. %): SiO_2 42–48, MgO 20–11, Na_2O < 1.5, представленные типичными друзитами с друзитовой и коронитовой структурами. Друзитовая структура — отчетливые реакционные каймы граната на контакте клинопироксена и плагиоклаза, коронитовая — более сложная зональная структура с участием граната и шпинели вокруг оливина и ортопироксена.

2) метагаббро и гранатовые амфиболиты толеитового состава с содержанием (мас. %): SiO_2 50–52, MgO 5–7, Na_2O 3.0–3.5. В них гранат иногда образует неполные каймы вокруг авгита, чаще — цепочки мелких зерен вокруг кристаллов плагиоклаза с содержанием анортита 50–30%. Наиболее крупное тело метагаббро протяженностью 1.3 км содержит в центре линзу магнезиального друзита длиной 0.6 км.

В табл. 5 приведены анализы главных минералов из эклогитоподобных пород Байкальского региона. Так, для магнезиальных метагаббро района оз. Котокель (обр. 3368 и 85), где клинопироксен имеет

железистость около 15%, гранат — около 50%, содержание Са компонента в гранате 20–22 мас. %, в клинопироксене Na_2O = 1.8–2 мас. %, что соответствует содержанию жадеита 13–15%. В толеитовых метагаббро района оз. Котокель (обр. 3334А и 3336) при железистости в клинопироксене 27–30% и в гранате 65–67% содержание Na_2O в клинопироксене составляет 0.28–0.54 мас. %, такое же, как в метагаббро о-ва Замогой, что соответствует 3–4% жадеита. Амфиболы характеризуются постоянным содержанием СаО (около 12 мас. %) и переменными Al_2O_3 и Na_2O (при Al_2O_3 около 15 мас. % содержание Na_2O составляет 2.0–3.5 мас. %, при Al_2O_3 1.1–2.3 мас. % содержание Na_2O уменьшается до 1.1–2.3 мас. %).

Эклогитоподобные породы в бассейне р. Холодной в Северном Прибайкалье (точка 2 на рис. 1) слагают два типа тел: тектонические линзы внутри нюрндуканской свиты — возможного аналога гремьячинской свиты района оз. Котокель; олистоциты в составе метаолистоцстровой толщи вендского возраста (Габов и др., 1984).

В тектонических линзах преобладают метагаббро повышенной железистости, сходные с метагаббро бассейна р. Холодной (обр. 029Д и 15В в табл. 5). В них железистость граната составляет 73–83% при кальциевом компоненте, равном

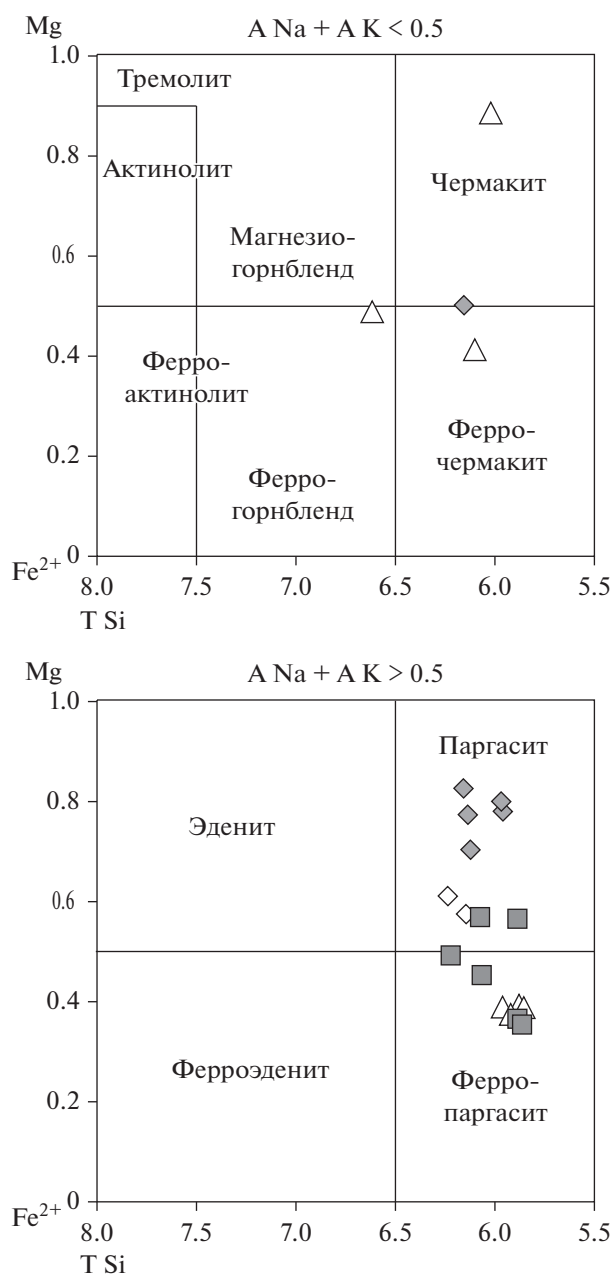


Рис. 7. Состав амфиболов из габброидов и эклогитоподобных пород зоны Тонта и о-ва Замогой. Условные обозначения см. рис. 6.

0.6–0.7 мас. %, железистость пироксена около 39–42% при низких содержаниях $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.5\text{--}2.2$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} = 0.2\text{--}0.7$ мас. %, что соответствует 2–3% жадеита.

В олистолитах встречаются породы с более разнообразным составом минералов: в обр. 036А – железистость граната 76%, в пироксенах содержание Na_2O составляет 0.3 мас. %, что соответствует 2–3% жадеита.

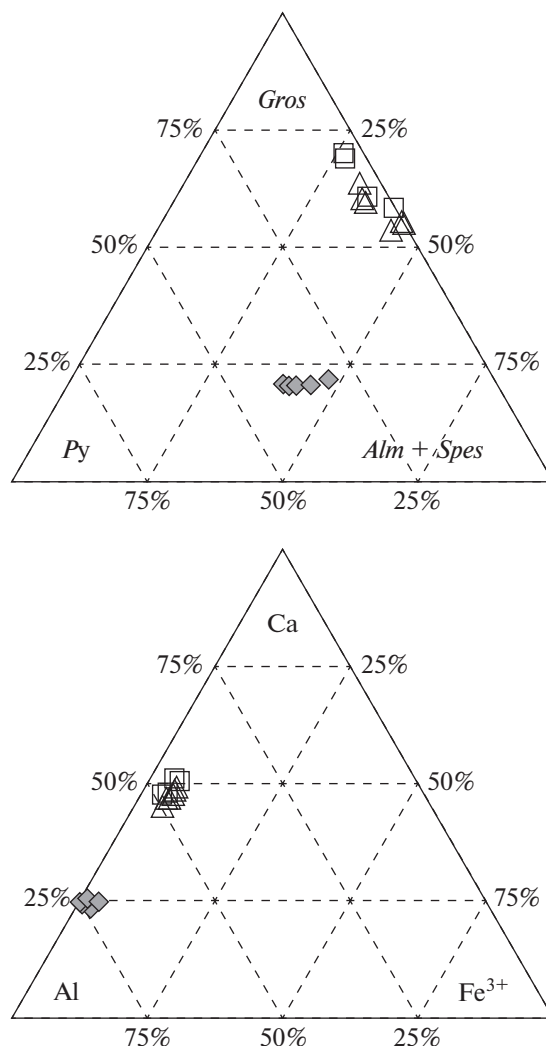


Рис. 8. Состав гранатов из эклогитоподобных пород зоны Тонта и о-ва Замогой. Условные обозначения см. рис. 6.

На рис. 9 по соотношению железистости граната, пироксена и амфибола, приведенных в табл. 5 с добавлением данных по глубинным ксенолитам из Памира (Бакиров и др., 1996) и фундамента Сибирской платформы (Шацкий и др., 2016), выделяется несколько полей, отличающихся по составу пород (и соответствующих минералов) и температурам их образования: группа магнезиальных пород ($f_{\text{Гр}} = 40\text{--}53\%$), соответствующая температурам гранулитовой фации ($<700\text{--}750^\circ\text{C}$), группа обычных метагаббро ($f_{\text{Гр}} = 60\text{--}75\%$), включающая две подгруппы по температуре (гранулитовая и афиболитовая фации), и группа высокожелезистых пород ($f_{\text{Гр}} = 75\text{--}94\%$), соответствующая преимущественно гранулитовой фации. Все три типа пород гранулитовой фации соответствуют коровым ксенолитам на Сибирской платформе и на Памире.

Таблица 5. Состав главных минералов из эклогитоподобных пород Байкальского региона

Компо- ненты	оз. Котокель												бассейн р. Холодная											
	3368			85			3334А			3336			029Д			15В			036А					
	Cpx	Grt1	Grt2	Cpx	Grt	Amp	Cpx	Grt	Amp	Cpx	Grt	Amp	Cpx	Grt	Amp	Cpx	Grt	Amp	Cpx	Grt	Amp			
SiO ₂	52.00	39.10	38.30	52.40	38.50	42.70	52.20	37.10	41.60	51.10	37.20	41.70	50.80	38.00	40.70	52.20	37.30	43.10	52.10	39.00	43.70			
TiO ₂	0.40	нпо	нпо	0.44	нпо	0.55	0.16	0.02	1.04	0.34	нпо	0.90	0.18	0.10	1.69	0.05	нпо	1.53	0.10	нпо	1.40			
Al ₂ O ₃	3.38	20.50	20.60	3.39	21.40	14.70	1.68	21.10	12.40	3.37	20.80	11.70	2.21	20.90	12.00	0.48	20.70	10.80	1.61	20.90	12.80			
Cr ₂ O ₃	2.03	0.49	0.05	1.64	нпо	0.01	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо			
FeO _{tot}	4.92	18.70	19.60	4.75	20.00	7.85	9.50	26.00	14.73	8.68	24.17	14.39	13.60	29.80	22.30	12.60	28.00	18.40	10.10	23.00	14.90			
MnO	0.11	0.40	0.48	0.10	0.50	0.11	0.18	1.47	0.12	0.07	0.57	0.07	0.17	0.80	0.11	0.41	3.40	0.31	0.10	1.05	0.13			
MgO	15.20	10.70	11.30	14.60	12.50	15.60	13.60	7.67	14.70	13.60	7.55	13.30	10.51	3.10	7.31	11.10	3.32	8.76	13.10	4.10	11.00			
CaO	20.90	8.10	7.33	21.00	7.10	12.00	22.60	6.93	11.60	23.20	10.00	11.90	20.90	7.41	11.20	22.40	8.14	11.40	22.50	12.80	11.71			
Na ₂ O	1.80	нпо	нпо	2.02	нпо	3.51	0.54	0.00	1.97	0.28	нпо	2.26	0.67	нпо	1.55	0.21	нпо	1.15	0.31	нпо	1.57			
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.84	нпо	нпо	0.33	нпо	нпо	0.44	нпо	нпо	0.05	нпо	нпо	1.28	нпо	нпо	0.18			
Сумма	100.74	97.99	97.66	100.34	100.00	97.87	100.46	100.29	98.49	100.64	100.29	96.66	99.04	100.11	96.91	99.45	100.86	96.73	99.92	100.85	97.39			
Si	1.880	3.000	2.943	1.901	2.875	6.179	1.935	2.858	6.150	1.887	2.851	6.286	1.946	3.014	6.311	1.995	2.935	6.589	1.951	3.012	6.472			
Ti	0.011	0.000	0.000	0.012	0.000	0.060	0.004	0.001	0.116	0.009	0.000	0.102	0.005	0.006	0.197	0.001	0.000	0.176	0.003	0.000	0.156			
Al	0.144	1.854	1.866	0.145	1.884	2.508	0.073	1.917	2.161	0.147	1.879	2.079	0.100	1.954	2.194	0.022	1.920	1.946	0.071	1.903	2.235			
Cr	0.058	0.030	0.003	0.047	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Fe ³⁺	0.006	0.115	0.245	0.020	0.365	0.000	0.087	0.364	0.000	0.080	0.419	0.000	0.047	0.006	0.000	0.000	0.210	0.000	0.045	0.073	0.000			
Fe ²⁺	0.142	1.085	1.014	0.124	0.884	0.950	0.207	1.311	1.821	0.188	1.130	1.814	0.388	1.970	2.891	0.403	1.633	2.352	0.272	1.412	1.845			
Mn	0.003	0.026	0.031	0.003	0.032	0.013	0.006	0.096	0.015	0.002	0.037	0.009	0.006	0.054	0.014	0.013	0.227	0.040	0.003	0.069	0.016			
Mg	0.819	1.224	1.294	0.789	1.391	3.364	0.751	0.881	3.239	0.748	0.862	2.988	0.600	0.366	1.689	0.632	0.389	1.996	0.731	0.472	2.428			
Ca	0.810	0.666	0.603	0.816	0.568	1.861	0.897	0.572	1.838	0.918	0.821	1.922	0.858	0.630	1.861	0.918	0.686	1.867	0.903	1.059	1.858			
Na	0.126	0.000	0.000	0.142	0.000	0.985	0.039	0.000	0.565	0.020	0.000	0.661	0.050	0.000	0.466	0.016	0.000	0.341	0.023	0.000	0.451			
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.155	0.000	0.000	0.062	0.000	0.000	0.085	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.250	0.000	0.000	0.034			
Сумма	4.000	8.000	8.000	4.000	8.000	16.076	4.000	8.000	15.967	4.000	8.000	15.945	4.000	8.000	15.633	4.000	8.000	15.557	4.000	8.000	15.497			
f	15.1	47.6	44.7	13.9	39.7	22.3	22.1	61.5	36.2	20.2	57.5	37.9	39.6	84.7	63.2	39.7	82.7	54.5	27.3	75.8	43.4			

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на схожесть минеральных ассоциаций, их характер проявления и особенности состава минералов, эклогитоподобные породы Ольхонского террейна соответствуют двум разным типам, хотя в обоих случаях минерализация связана с габброидами одного комплекса. Следует отметить, что массивы габброидов широко распространены в Ольхонском террейне и относятся к разным комплексам. В пределах Крестовского субтеррейна присутствует бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (500 млн лет) с отчетливыми надсубдукционными геохимическими характеристиками и субщелочные габброиды коллизионного этапа (470 млн лет) (Лавренчук и др., 2017, 2019; Скляр и др., 2019). В центральной части террейна массивы габброидов относятся к офиолитовой ассоциации (Sklyarov et al., 2020). Природа же многочисленных массивов, с которыми связаны эклогитоподобные породы, пока не ясна. Типичные магматические структуры и текстуры в этих габброидах обычно отсутствуют, что даже послужило основанием для рассмотрения их в качестве продукта высокотемпературной метасоматической переработки кристаллосланцев, широко представленных в зоне Тонта (Петрова, Левицкий, 1984). Учитывая близкую к изометричной форму массивов и нередкую локализацию на удалении от кристаллосланцев, такое предположение представляется маловероятным, однако нельзя не отметить признаки метасоматической переработки габброидов, такие как: присутствие типичных для высокотемпературных метасоматических пород фассаита и паргасита (Ходоревская, 2019), скаполита, шпинели, формирование мономинеральных фассаитовых и паргаситовых тел и др. В то же время фассаит не является однозначным признаком взаимодействия силикатных пород с карбонатными породами или карбонатным флюидом. Несмотря на то что наиболее часто фассаит образуется в результате взаимодействия силикатной и карбонатной сред, он иногда присутствует в магматических породах именно как продукт кристаллизации из магмы (Deer et al., 1997; Mollo et al., 2010). То же самое касается и скаполита, в частности, мейонита и натрового мейонита. Большинство проявлений скаполита связаны со скарнами и другими метасоматическими породами, однако описаны и скаполиты, которые кристаллизовались непосредственно из магмы базитового или среднего состава (Deer et al., 2004). При метасоматическом варианте геологические данные позволяют предполагать, что проработка габброидов имела место непосредственно после (или во время) их кристаллизации, а внедрение габброидов было синметаморфическим (Федоровский и др., 2014; Владимиров и др., 2017). Как раз с синметаморфическими метасоматическими процессами связано локальное проявление эклоги-

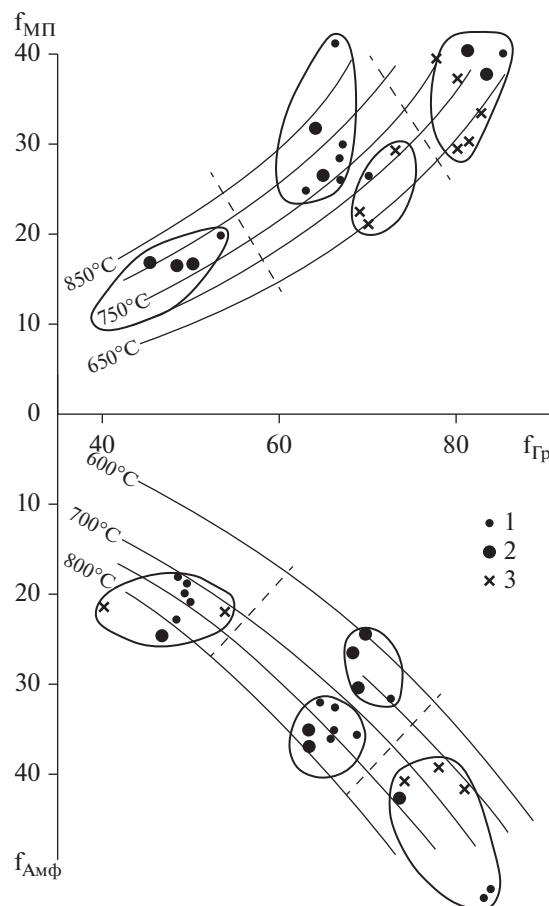


Рис. 9. Диаграмма соотношения железистости граната ($f_{Гр}$), пироксена ($f_{МП}$) и амфибола ($f_{Амф}$) габброидов и эклогитоподобных Ольхонского террейна. Фигуративные точки составов по Байкальскому региону (1), по глубинным ксенолитам Памира (2), по (Бакиров и др., 1996), и Сибирской платформы (3), по (Шацкий и др., 2016). Пояснения см. в тексте.

топодобных пород первого типа в краевых частях габброидных массивов. По данным А.Г. Владимирова и соавторов (Владимиров и др., 2017) для гранатовых пироксенитов метаморфических пород зоны Тонта параметры метаморфизма составляют: $T = 770\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 7.7\text{--}8.6$ кбар. Составы минералов изученных нами проявлений эклогитоподобных пород зоны Тонта и приведенных в цитируемой работе близки, поэтому можно принять эти значения и в нашем случае. Эти же параметры можно принять для формирования эклогитоподобных пород, предположив, что их образование связано с локальным проявлением глиноземистого метасоматоза. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 496–498 млн лет (Gladkochub et al., 2008).

Эклогитоподобные породы массива Замогой, хотя и локализованы в подобных габброидах, но по характеру проявления и составу слагающих их

минералов существенно отличаются от рассмотренных выше гранатсодержащих габброидов и пироксенитов. В отличие от последних нет сомнений в метаморфогенно-метасоматической природе эклогитоподобных пород массива. Кроме того, совершенно очевидна роль карбонатного субстрата, как и его инъекционной природы, при формировании зон метасоматоза, наложенных на габброиды. В этих двух зонах северо-восточного и субширотного простирания, где в виде отдельных тел присутствуют карбонатно-силикатные, реже — чисто карбонатные породы (см. рис. 3), связано массовое появление фассаита в габброидах. Появление мраморного меланжа с фрагментами тех же габброидов исключает интерпретацию карбонатных пород в качестве ксенолитов в габброидах, тем более что зона фассаитсодержащих пород пересекает весь массив. Истинный размер массива неизвестен, поскольку вмещающих пород на острове нет, но по аналогии с зоной Тонта можно предполагать, что размеры всего массива как минимум не сильно превышают размеры острова. Обсуждение вопроса о механизме внедрения карбонатов (вязкопластическое течение, карбонатный флюид или флюид—расплав) выходит за рамки настоящей статьи и более подробно рассмотрено в работе (Скляров и др., 2013).

Более сложной и интересной является строение субширотной зоны (см. рис. 3) с проявлениями эклогитоподобных пород. В отличие от северо-восточной зоны, где карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде отдельных тел, здесь габброиды буквально импрегнированы кальцитом в южной части зоны. Северная же часть представлена матагабброидами с фассаитом. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных буднированных жил и прожилков (см. рис. 4), но в то же время местами они слагают матрикс, в котором заключены разноразмерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Преобладающая часть этого матрикса сложена кальцитом, фассаитом, анортитом и скаполитом с разными пропорциями этих минералов. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. В этой зоне в виде тел жильной формы присутствуют гранат-пироксеновые породы с крайне незначительным содержанием паргасита, цоизита, анортита, скаполита и титанита, состав которых варьирует от мономинеральных гранатитов до мономинеральных пироксенитов.

Составы минералов из эклогитоподобных пород этой зоны резко отличаются от таковых из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарно-

вым. Если для зоны Тонта характерны гранаты альмандин-пироп-гроссулярового состава с достаточно высоким содержанием пиропового компонента (до 40%, см. табл. 4), то в массиве Замогой присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с низкой долей (около 10%) андрадитового минала. В то же время отмечается существенное отличие по составу от типичных скарновых гранатов, обычно имеющих гроссуляр-андрадитовый состав с незначительным содержанием альмандинового компонента и практически полным отсутствием пиропового минала. В гранатах же массива Замогой отмечается присутствие пиропового компонента до 5%, а альмандинового до 50% (см. рис. 8, табл. 4). Пироксены являются более железистыми по сравнению с таковыми из эклогитоподобных пород зоны Тонта и из габброидов (см. рис. 6, табл. 1).

Корректная оценка *P-T* параметров образования эклогитоподобных пород массива Замогой представляется весьма затруднительной в силу двух обстоятельств: 1) процессы их образования являются явно метасоматическими, что затрудняет применение минеральных геотермометров, основанных на равновесности метаморфических реакций; 2) состав граната весьма необычен, и, возможно, необходима коррекция имеющихся геотермометров на очень высокое содержание гроссулярового компонента. Неизвестен также и возраст образования эклогитоподобных пород массива, поскольку в породах отсутствуют минералы, используемые в качестве геохронометров. Для зоны Тонта обосновано два этапа метаморфических событий (Волкова и др., 2010; Скляров и др., 2020). Первый из них с возрастом около 500 млн лет характеризуется максимальными параметрами метаморфизма — 770–820°C, 7.7–8.6 кбар. Для второго, возраст которого около 470 млн лет, фиксируются более низкие давления ($P = 4–5$ кбар) при пониженных температурах 600–700°C. Можно предполагать, что метасоматическая проработка габброидов острова Замогой связана с метаморфическими процессами второго этапа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эклогитоподобные породы Ольхонского террейна по характеру проявления и особенностям состава минералов соответствуют двум разным типам, несмотря на то что в обоих случаях минерализация связана с габброидами одного комплекса.

Породы первого типа встречены в краевых частях нескольких массивов зоны Тонта, где они слагают маломощные зоны, жильной или пятнистой конфигурации. Сложены они гранатом, клинопироксеном, паргаситом, в небольших количествах могут присутствовать скаполит, анортит, шпинель. Для них характерны гранаты альман-

дин-пироп-гроссулярового состава с достаточно высоким содержанием пиропового компонента (до 40%). Мы предполагаем, что локальное проявление эклогитоподобных пород первого типа в краевых частях габброидных массивов связано с синметаморфическими метасоматическими процессами. Для гранатовых пироксенитов метаморфических пород зоны Тонта параметры метаморфизма составляют: $T = 770\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 7.7\text{--}8.6$ кбар (Владимиров и др., 2017). Эти же параметры можно принять для формирования эклогитоподобных пород, предположив, что их образование связано с локальным проявлением глиноземистого метасоматоза на фоне гранулитового метаморфизма.

Породы второго типа обнаружены на острове Замогой в проливе Малое море. Остров сложен в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов. Эклогитоподобные породы, хотя и локализованы в габброидах того же типа, что и в зоне Тонта, но по характеру проявления и составу слагающих их минералов существенно отличаются от пород первого типа. Совершенно очевидна роль карбонатного субстрата, как и его инъекционная природа, при формировании зон метасоматоза, наложенных на габброиды. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных буднированных жил и прожилков, в то же время они слагают матрикс в южной части зоны, в котором заключены разно-размерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. Составы минералов из эклогитоподобных пород массива Замогой резко отличаются от таких из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарновым. Здесь присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с небольшим количеством (около 10%) андрадитового минала.

Для рассматриваемой части Ольхонского террейна обосновано два этапа метаморфических событий (Волкова и др., 2010; Складчиков и др., 2020). Первый из них с возрастом около 500 млн лет характеризуется максимальными параметрами метаморфизма — $770\text{--}820^\circ\text{C}$, $7.7\text{--}8.6$ кбар. Для второго, возраст которого около 470 млн лет, фиксируются более низкие давления ($P = 4\text{--}5$ кбар) при температурах $600\text{--}700^\circ\text{C}$. Можно предполагать, что с первым этапом метаморфизма связано образование эклогитоподобных пород первого типа, а со вторым — метасоматическая проработка габброидов массива Замогой с формированием эклогитоподобных пород второго типа.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках НИР ИНГГ СО РАН, ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке грантов Правительства РФ (№№ 075-15-2019-1883, 14.Y26.31.0029) и проекта РФФИ (№18-05-70109\18_ Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырев И.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: состав и генезис // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. № 5. С. 68—82.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 42—53.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170—183.
- Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В. и др. Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 223—268.
- Волкова Н.И., Владимир А.Г., Травин А.В. и др. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797—800.
- Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Сб. Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 36—50.
- Гладкозуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Фрагмент раннепалеозойской (~ 500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429—433.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 1988. Т. 299. № 2. С. 434—437.
- Демина Л.И., Ескин А.С. К вопросу об эклогитах Западного Прибайкалья // Вопросы геологии, геохимии, геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 59—69.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93—108.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. (Ред.) Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях: Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.
- Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Добрецова Л.В., Козырева Н.В. Эклогитоподобные породы (друзиты) и эклогиты в докембрийских блоках Прибайкалья // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 7—35.

- Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Федоровский В.С. и др. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543—1561.
- Доронина Н.А., Скляр Е.В. Соотношение экологитового и гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Муйской глыбы // Докл. АН. 1995. Т. 340. № 6. С. 793—796.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья // Ред. А.С. Ескин, В.В. Эз, О.В. Грабкин и др. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439—1458.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) — петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 327—351.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во “ГЕО”, 2018. 248 с.
- Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 515 с.
- Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 3. С. 58—77.
- Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. и др. Эндогенная природа марганцевого оруденения Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 87—104.
- Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С. и др. Региональный, контактовый метаморфизм и аутометаморфизм Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 55—71.
- Скузоватов С.Ю., Скляр Е.В., Шацкий В.С. и др. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 575—591.
- Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331—418.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3—22.
- Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Гладкоhub Д.П. Тектоническая позиция мраморного меланжа в аккреционно-коллизионной системе раннего палеозоя Западного Прибайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 595—624.
- Федоровский В.С., Скляр Е.В., Гладкоhub Д.П. и др. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Изд. ПЦ “Копимастер”, 2017.
- Ходоревская Л.И. Гранитизация и высокотемпературный метасоматоз в породах основного состава: сопоставление экспериментальных и природных данных // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 557—576.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677—680.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657—682.
- Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазонной мантии сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 143—162.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. A Single-Chain Silicates. Oxford: Alden Press, 1997. V. 2A. 668 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Framework silicates, Silica minerals, feldspathoids and the zeolites. Oxford: Alden Press, 2004. V. 4B. 982 p.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243—263.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Olkhon collision system (Baikal region) // Ed. E.V. Sklyarov. Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage. North-Eastern Segment; Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk: Institute of the Earth’s crust SB RAS, 2005. P. 5—76.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 235—246.
- Mollo S., Gaeta M., Freda C. et al. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503—514.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magma // J. Geol. 1951. V. 59. № 5. P. 472—489.
- Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S. et al. Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement // Minerals. 2020. V. 10. Iss. 4(305). <https://doi.org/10.3390/min10040305>
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185—187.

Eclogite-Like Metagabbro of the Olkhon Terrane, West Baikal Area**N. L. Dobretsov¹, E. V. Sklyarov^{2, 3}, M. M. Buslov^{4, 5}, A. V. Kulikova⁴, and A. V. Lavrenchuk^{4, 6}**¹*Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch
of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*²*Institute of the Earth crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*³*Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia*⁴*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*⁵*Kazan Federal University, Kazan, Republic of Tatarstan*⁶*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Eclogite-like rocks of the Olkhon terrane correspond to two types according to the mode of occurrence and mineral association, and both types are related to the same type of gabbro. The rocks of the first type are composed of garnet, clinopyroxene, pargasite ($\pm$ scapolite, $\pm$ anorthite, $\pm$ spinel) and are present as thin veins or patches in marginal parts of several small gabbro massifs of the Tonta Zone. Garnet has almandine-pyrope-grossular composition, content of pyrope end-member up to 40%. Rocks of the second type have been found in the Zamogoi Island in Male More Strait. The island is composed of metasomatically altered gabbro cut by numerous granite and syenite veins. Carbonate and carbonate-silicate rocks compose dismembered veins and veinlet, as well as the matrix embedding fragments of metasomatized gabbro and eclogite-like rocks in the southern part of the island. According to mode of occurrence and presence of calcite-anorthite symplectite in some rocks we assume impregnation of gabbro by carbonate fluid of fluid-melt along the tectonic zone. The zone contain veins of garnet-clinopyroxene composition (from monomineral garnetite to monomineral pyroxenite) with minor pargasite, zoisite, anorthite, scapolite and titanite. Garnet of the Zamogoi Island has grossular-almandine composition with minor andradite component (about 10%). Compositions of minerals of the Zamogoi Massif differ from compositions in Tonta Zone, they are similar to skarn minerals.

Keywords: Olkhon terrane, collisional orogeny, eclogite-like rocks, gabbro, metamorphism, metasomatism, skarn, garnet, fassaite, scapolite