

ОБРАЗОВАНИЕ СКАРНОВ ПРИ МИГМАТИЗАЦИИ НА ОСТРОВЕ ОЛЬХОН (оз. БАЙКАЛ, РОССИЯ)

© 2019 г. Л. В. Куш, В. А. Макрыгина*, Л. Ф. Суворова, А. В. Ощепкова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Россия, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а

**e-mail: vmakr@igc.irk.ru*

Поступила в редакцию 03.07.2016 г.

После доработки 06.09.2017 г.

Принята к публикации 18.10.2017 г.

Среди мигматитов западного берега о. Ольхон обнаружены необычные образования — сопряженные с мигматитами линзы зональных геденбергит-гранат-эпидот-анортитовых метасоматитов. Интрузивных гранитов поблизости не наблюдается. Процесс скарнообразования идет на границе гранито-гнейс—протолит, возможно, карбонатного состава. Составы метасоматитов отвечают известковым скарнам с высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO, CaO. Составы минералов и их взаимоотношения свидетельствуют о последовательном развитии геденбергит-анортитовой внешней зоны, существенно анортит-гранатовой главной зоны и обогащенной кварцем внутренней зоны, параллельных контакту с гранито-гнейсом. Но и гранито-гнейс, скорее всего, имеет метасоматический генезис. Об этом свидетельствуют надэвтектическое содержание калишпата в лейкосоме, низкие температуры их образования. Минимум свободной энергии Гиббса при образовании метасоматитов, рассчитанный по программе Селектор-С, достигался при 8 кбар и температуре 600–625 °С. Эти параметры ниже плавления гранитной эвтектики, что подтверждается и отсутствием в гранито-гнейсах расплавных включений, то есть активным началом в данном случае были мигматизирующие кремне-калиевые растворы. Скарны имеют такие же параметры. Очень высокие концентрации Sr и Ca при низком Mg позволяют предполагать, что субстратом скарнов служили кальцитовые мраморы. Обогащение скарнов гранитофильными элементами говорит об их сопряженности с процессом мигматизации. Эти метасоматиты появляются до выплавов, на начальных этапах гранитообразования, и вносят еще один штрих в расшифровку метасоматического процесса обмена элементами пород на этом этапе.

Ключевые слова: мигматизация, известковые скарны, мраморный протолит, геохимия, минералогия, Ольхонский регион

DOI: 10.31857/S0016-7525642168-181

ВВЕДЕНИЕ

Гранитообразование — сложный многоэтапный процесс. В верхнем структурном ярусе коры исследователи имеют дело с интрузивными гранитами и их метасоматическими производными. Именно к ним относятся скарны — хорошо изученные метасоматические породы, образующиеся на этапе постмагматического метасоматоза в экзоконтактах гранитных интрузий по контрастному с гранитами материалу — карбонатным или основным породам, и часто представляющие крупные месторождения (Коржинский, 1957; 1982). Начальные этапы гранитообразования на нижнем структурном ярусе, на уровне развития поясов регионального метаморфизма, всегда вызвали споры о соотношении процессов метаморфической дифференциации, метасоматической мигматизации, предшествующих анатексису (Коржинский, 1968). И крайне редко

обращалось внимание на возможность проявления на этом этапе образований, подобных скарнам (Петрова, Левицкий, 1984). И вот на о-ве Ольхон в зоне мигматизированных гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов с гранито-гнейсовыми купольными структурами обнаружили линзы известковых скарнов. Интересно было изучить особенности образования скарноподобных пород на этапе формирования мигматитов, то есть до появления гранитного расплава.

Аналитические методы

Состав пород определялся методами РФА (А.Л. Финкельштейн), ICP-MS (Е.В. Смирнова), АЭСА (И.Е. Васильева) в ИГХ СО РАН. Частично определения редких элементов выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700 x фирмы Agilent Technologies в ЦКП «Байкальский Центр Нанотехнологий» в технопарке при Иркутском государственном техническом университете

(БЦНТ ФГБОУ ВО ИРНИТУ г. Иркутск) Зарубиной О.В. и Брянским Н.В. Анализы минералов скарнов выполнены на микрозонде JXA 8200 Л.Ф. Суворовой с использованием стандартных образцов. Соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в гранатах определялись химическим путем.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Интенсивный сдвиговый тектогенез на позднеколлизионном этапе превратил ольхонскую

толщу в коллаж тектонических пластин, трудно стратифицируемых (Федоровский и др., 1993; Розен, Федоровский, 2001). Но по набору разновидностей пород и их геохимическим особенностям четко выделяются две толщи: ольхонская, породы которой выходят на о-ве Ольхон и северо-восточной части Приольхонья, и ангинская толща, слагающая юго-западную часть Приольхонья (рис. 1б). Ольхонская серия сложена метаосадками и metabазальтами E-MORB типа, реконструированными как вещество задугового бассейна (Макрыгина и др., 2007). К ангинской толще

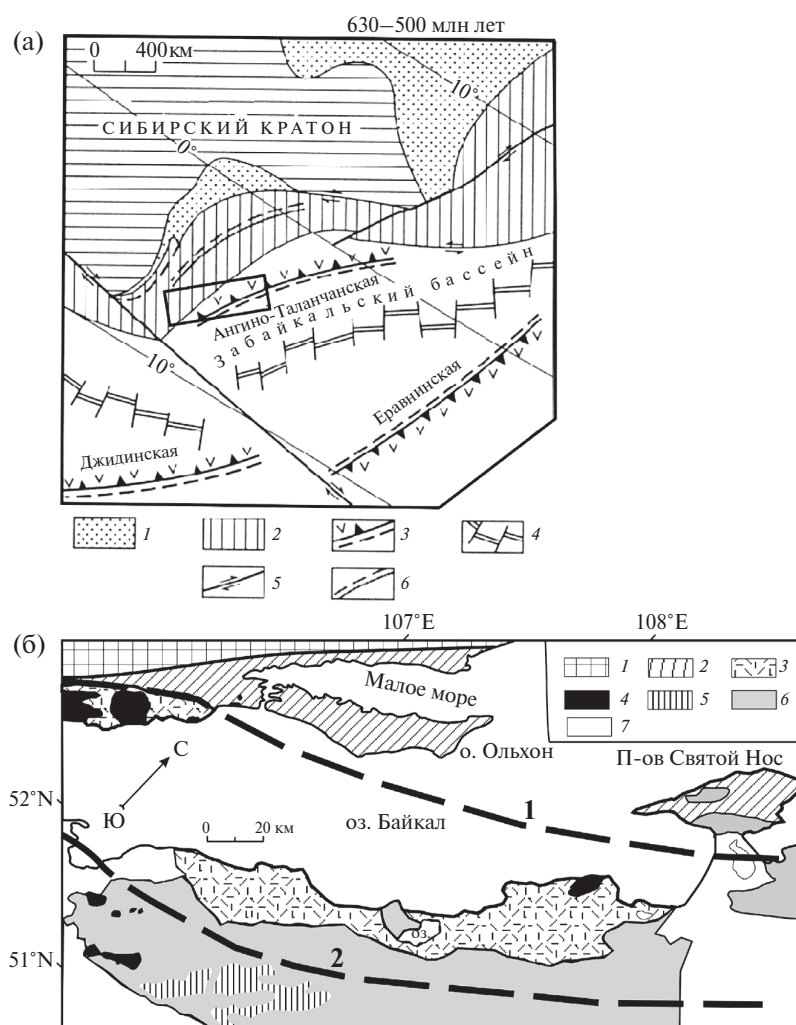


Рис. 1. (а) — Предполагаемая реконструкция геодинамических обстановок в обрамлении юга Сибирского кратона перед началом каледонской коллизии (по И.В. Гордиенко, 2006): 1 — покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона, 2 — коллаж аккрецированных территорий различной геодинамической природы, 3 — островодужные системы, 4 — предполагаемые зоны задугового спрединга, 5 — разрывные нарушения, 6 — Северо-Муйская океаническая островная дуга. Прямоугольником выделен район работ.

(б) — современное (постколлиззионное) положение: 1 — края Сибирского кратона и коллиззионного шва, 2 — коллажа пластин задуговых отложений ольхонской серии и 3 — метаосадков и метавулканиитов ангинской островодужной толщи, 4 — массивы габброидов, 5 — фрагменты пород селенгинской серии, 6 — гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, 7 — кайнозойские отложения. Штриховые линии: 1 — граница ольхонской и ангинской толщ; между линиями 1–2 — породы Ангино-Таланчанской островной дуги; 2 — предполагаемая граница дуги, южнее которой в гранитах вскрыты выходы пород селенгинской серии.

относятся метаосадки, метавулканические образования (андезитовые и базальтовые порфиры, лавы, туфы), а также интрузивные образования островодужного типа — продукты деятельности Ангино-Таланчанской островной дуги (рис. 1а). Взаимоотношения между породами различных толщ имеют тектонический характер.

Петролого-геохимические исследования показали, что обе толщи подверглись преобразованию на двух этапах зонального метаморфизма (Макрыгина и др., 2007). Более ранний (500–480 млн лет) проходил в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии от амфиболитовой в южной части площади до гранулитовой вблизи коллизионного шва, синхронно с покровно-надвиговым тектогенезом ($T = 650–930\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7–9\text{ кб}$). Второй этап проходил во время сдвигового тектогенеза в условиях амфиболитовой — эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа (480–460 млн лет) при более низких параметрах ($T = 500–650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3,5–6\text{ кб}$). Развитие водосодержащих минералов по гранулитовым парагенезисам свидетельствует об увеличении проницаемости толщи на этапе сдвигового тектогенеза и возможном проникновении метасоматизирующих растворов. В лежащей выше ангинской толще второй метаморфический этап характеризовался низким флюидным давлением, о чем свидетельствует неполное замещение диопсидовых сланцев эпидотом, что обеспечивает сохранность реликтовых порфировых структур ее метавулканитов.

Ольхонская серия, в мигматитах которой залегают линзовидные тела скарнов, сложена купольными зонами мигматитов, обрамленными

пластовыми телами амфиболитов и пачками переслаивания мраморов, кварцитов и диопсидовых сланцев. В процессе косой коллизии породы претерпели этапы аккреции, покровной тектоники и интенсивного взбросо-сдвигового тектогенеза (Федоровский и др., 1993). Толщи интенсивно сжимались у коллизионного шва в пределах Чернорудской зоны (рис. 1б). Именно здесь достигались условия гранулитовой фации, наиболее высокие давления (до 10 кбар), и особенно широко развиты основные метасоматиты, представленные шпинель-форстеритовыми и форстеритовыми кальцифирами, форстерит-пироксеновыми магнезиальными и гранат-амфиболовыми известковыми скарнами. З.И. Петрова и В.И. Левицкий (1984) называют их «эклогитоподобными» породами, так как их гранаты и пироксены по составам ложатся в поля составов эклогитовых минералов, но омфакита нет. Протолитом для них авторы считают доломитовые мраморы, а причиной образования — метасоматическую мигматизацию. Южнее Чернорудской (главной) сдвиговой зоны давление снижается, развиваются оперяющие ее разломы и участки меланжа.

Далее к северо-востоку от Чернорудской зоны на о-ве Ольхон мигматизация развита более мощно, купольные зоны резко расширяются (рис. 2), свидетельствуя о некотором снижении давления даже в северном крыле Главной сдвиговой зоны. Расчеты по программе *TWQ2* подтверждают величины давления 8 кбар вместо 10. Мигматиты на Ольхоне также сопровождаются согласными линзами известковых скарноподобных пород, масштаб проявления

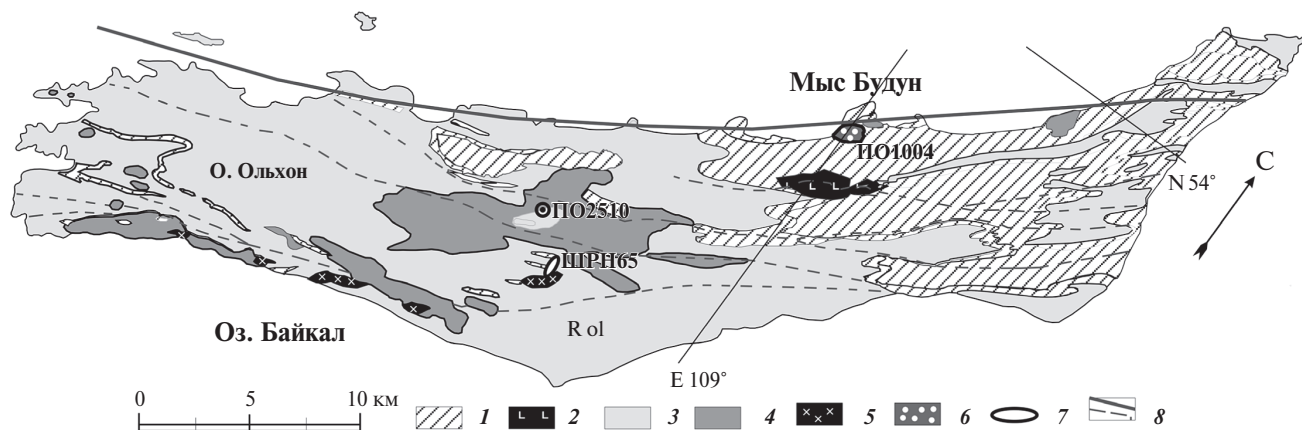


Рис. 2. Схема геологического строения о. Ольхон (по Е.В. Павловскому и А.С. Ескину (1964) с дополнениями В.А. Макрыгиной).

Ольхонская серия: 1 — мраморно-сланцевая толща; 2 — габбро Хужирского массива; 3 — мигматиты; 4 — гранито-гнейсовые купола; 5 — граносиениты; 6 — щелочные сиениты Будунского массива; 7 — редкометалльные пегматиты Ташкинея; 8 — зоны сдвига (главная и второстепенные). Точки с номерами проб-места определения возраста.

которых более скромны, чем на западе региона. На этапе формирования мигматитов скарны образуются только там, где в поле развития мигматитов остаются килевые части карбонатных (кальцитовых или доломитовых) складок. Скарны полностью отсутствуют в мощных мраморно-кварцит-сланцевых пачках, не охваченных мигматизацией.

В настоящее время геохронологическими методами U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar однозначно установлен каледонский возраст метаморфизма пород — 500–478 млн лет (Бибикова и др., 1990). Мезопротерозойские цифры модельных возрастов ($T(DM) = 1549$ млн лет для гнейсов ольхонской и 1369 млн лет для пород ангинской толщ) свидетельствуют о накоплении в задуговом бассейне (ольхонская серия) продуктов разрушения предшествующих островных дуг и продуктов Ангино-Таланчанской дуги без признаков поступления терригенного материала с континента (Макрыгина и др., 2010).

Ярко проявляется два типа пластин: 1. Гнейсовые пачки с широким развитием мигматитов, гранитогнейсов и автохтонных гранитов, связанным с купольным тектогенезом. Именно в них и формировались магнезиальные и известковые скарны доагматического этапа; 2. Пачки переслаивания амфиболитов, диопсидовых сланцев, мраморов и кварцитов, которые обрамляют купольные зоны. Они слабо мигматизированы, но часто содержат перемещенные косо секущие гранитные и гранит-пегматитовые жилы. Следует подчеркнуть, что в этих пачках известковых скарнов не наблюдается.

МИГМАТИТЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА

Рассматриваемые мигматиты относятся к шаранурскому комплексу гранитоидов, который представлен мигматитами, гранитогнейсами, автохтонными и параавтохтонными гранитами, жилами гранитов и гранит-пегматитов. Возраст интрузивных гранитоидов шаранурского комплекса определен $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методами и составляет $475,9 \pm 4,4$ и 476 ± 9 млн лет (Федоровский и др., 1993, Gladkochub et al., 2008). По данным, полученным на SHRIMP-II, средний возраст гранитов равен 477 ± 3 млн лет, причем ядра цирконов начинали кристаллизоваться 505 млн лет назад, а рост оболочек продолжался до 479 и 456 млн лет (Макрыгина и др., 2014). В южном крыле сдвиговой системы интрузивные шаранурские граниты перемещались за 15–18 млн лет вместе со сдвиговыми пластинами вверх, о чем свидетельствуют смена раскристаллизованных расплавных включений в ядрах цирконов этих гранитов стекловатыми расплавными включениями в оболочках цирконов, что однозначно говорит о взбросо-сдвиговом характере тектогенеза (Макрыгина и др., 2014). Эти данные вместе с широким развитием меланжей к югу от Чернорудской границы сдвига говорят о разнице в величине давления — большего в северном и меньшего в южном крыле сбросовой структуры.

Мигматиты имеют разный состав. В пластинах, обрамляющих купольные зоны, в которых преобладают амфиболиты и диопсидовые сланцы, развиваются плагиомигматиты (табл. 1,

Таблица 1. Минеральный состав (в об.%) мигматитов, гранитогнейсов и скарнов, мыса Елгай

| Минералы | ШРН-33 | ШРН-34 | ШРН-35 | ШРН-36 | ШРН-37 | ШРН-38 | ПлГедСф |
|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| Амфибол | 3 | - | - | - | - | - | - |
| Биотит | 9 | 5 | - | - | - | - | - |
| Геденбергит | - | - | 4 | 4 | 10 | 8 | 25 |
| Гранат | - | - | 8 | 40 | 38 | 37 | - |
| КлЦоизит | - | - | 8 | 7 | 7 | 6 | - |
| Плагиоклаз | 40 | 23 | 8 | 48 | 43 | 42 | 70 |
| Калишпат | - | 37 | - | - | - | - | - |
| Кварц | 47 | 23 | 62 | - | - | - | - |
| Магнетит | 0.4 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | - |
| Сфен | 0.5 | 0.6 | 4 | 0.7 | 3 | 2 | 5 |
| Апатит | 0.1 | 0.1 | 6 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | - |
| Циркон | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | - |

Примечания. ШРН-33 — амфибол-биотитовый мигматит, ШРН-34 — биотитовый гранитогнейс; ШРН-35 — тыловая зона скарна, ШРН-36–38 — пробы по пересечению линзы скарнов; ПлГедСф — ШРН-39 — участок скарна без граната (плагиоклаз, геденбергит, сфен) — внешняя зона скарна.

пр. ШРН-33) с кварц-андезиновыми лейкосомами. В пачках амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов купольных зон преобладают калишпатитовые мигматиты. Мигматиты содержат большое количество гранитного материала в лейкосомах (до 60%) с преобладанием калишпата, что свидетельствует об участии метасоматической калишпатизации. В гранитогнейсовых куполах наблюдаются участки массивных гранитов, возникших в результате частичных выплавок, но в мигматитах расплавленные включения не найдены. Встречаются согласные, реже секущие жилы гранитов как внутри куполов, так и гораздо чаще в межкупольных пачках метаморфических пород. На мысе Кобылья голова был отмечен случай пересечения флогопит-скаполит-доломитового скарна с голубой шпинелью маломощным пегматитом. Мигматиты и гранитогнейсы в пачках биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов характеризуются преобладанием K, Rb, высокими концентрациями Ba, Pb, Th и умеренными содержаниями REE и Zr.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ (СКАРНОПОДОБНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ)

В северном крыле одной из главных сдвиговых зон, шов которой проходит между Чернорудской и Центральной купольной зоной и далее на северо-восток, вдоль северных мысов острова Ольхон (рис. 2), среди мигматитов развиты метасоматиты основного состава. Они приурочены к области наиболее высокого давления. В Чер-

норудской зоне это так называемые «эклогитоподобные» породы (по существу магнезиальные скарны), подробно описанные в (Петрова, Левицкий, 1984). На острове Ольхон среди мигматитов обнаружены согласные с ними линзы известковых скарноподобных пород. Одна из них была описана ранее (Макрыгина и др., 2008) в бухте Семь Сосен. На продолжении этой же пачки мигматитов над озером Хангай (рис. 3), на высоте 492 м, (N 53° 09,488', E 107° 10,322) была обнаружена еще одна линза скарнов. Вмещающие ее пласты мигматитов имеют северо-восточное простирание, представлены гранат- и амфибол-биотитовыми гнейсами, чередующимися с мигматитами (рис. 4) и гранитогнейсами.

Скарн представляет собой линзу анортит-геденбергит-эпидот-гранатового состава. Видимый выход — около 29 м длины и 3–4 м мощностью. Тело нечетко зональное с зонами, параллельными контакту мигматита. В эндоконтакте гранитогнейса наблюдается прерывистая зона гранат-апатит-сфен-кварцевой породы (табл. 1, пр. ШРН-35). Чередуются полосы граната и плагиоклаза с полосами кварца со сфеном, апатитом и эпидотом мощностью от 0.5 до 3–5 см (рис. 5). Ближе к центру линзы увеличивается количество плагиоклаза и граната, в котором наблюдаются остатки геденбергита и зерна эпидота (пробы ШРН-36–39). Гранат разрастается дендрито- или скелетообразно, включая зерна других минералов скарна. Минеральный состав проб, отобранных поперек линзы,

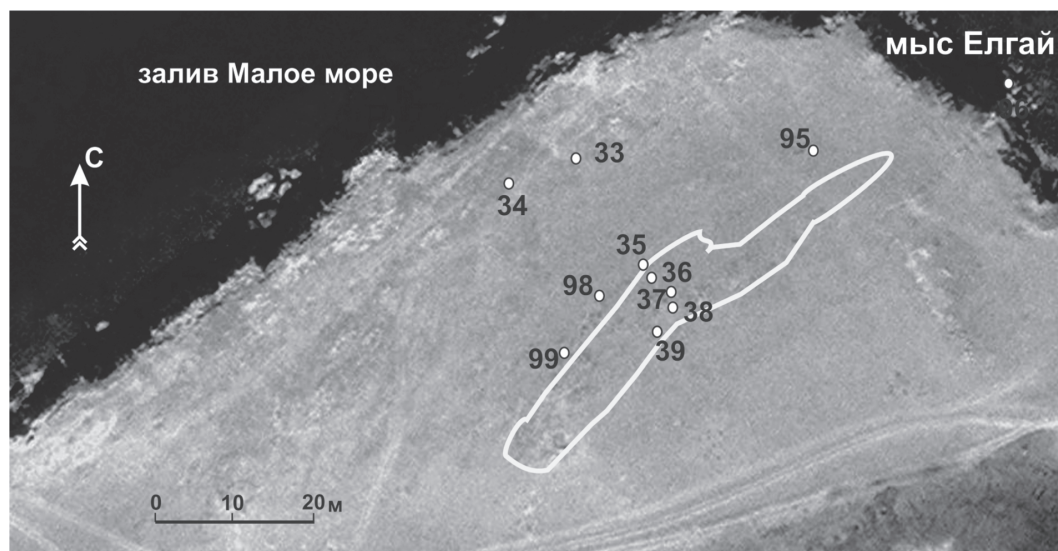


Рис. 3. Космоснимок района мыса Елгай с точками отбора проб (ШРН):

33 — амфибол-биотитовый плагиомигматит; 34 — биотитовый гранитогнейс. Поперечный разрез линзы скарна: 35 — тыловая зона; 36–37 — центральная зона; 38–39 — внешняя зона; 95 — гранитная жила, 96 — мигматиты; 98–99 — экзоконтактовые гранитогнейсы. Светлым контуром показаны границы распространения скарнов.

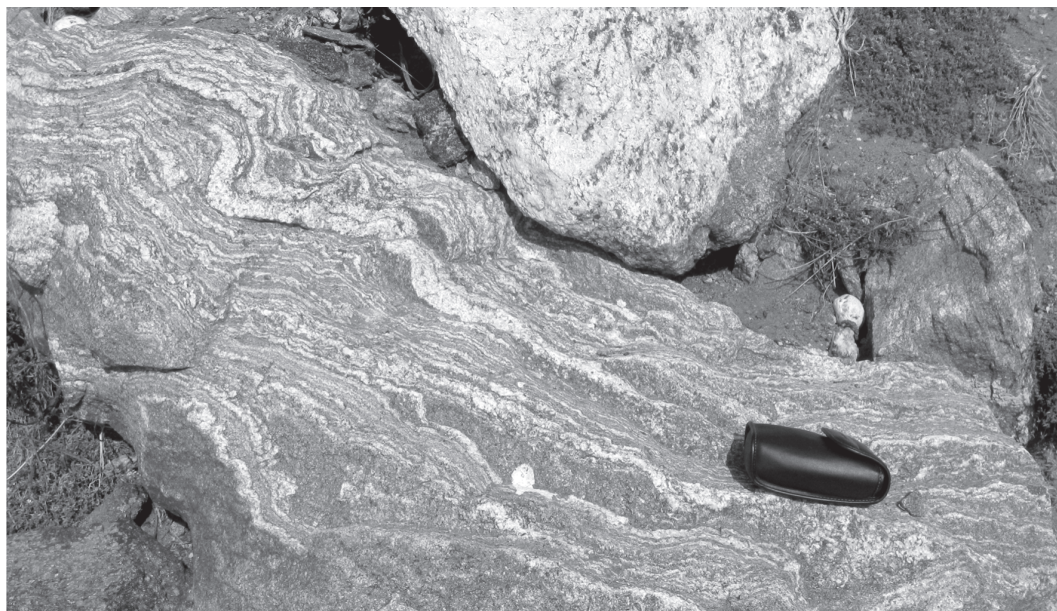


Рис. 4. Полосчатые биотит-калишпатовые мигматиты.

приведен в табл. 1. Геденбергит наблюдается в основном в виде остатков внутри граната (рис. 6), но в образце ШРН-39 найден участок, полностью состоящий из гранобластовых срастаний геденбергита и анортита. Возможно, он является внешней зоной скарна и наиболее близок к первичной породе, по которой развивается скарн на границе с гранитогнейсом.



Рис. 5. Геденбергит-анортит-гранатовый скарн.

В табл. 2 приведен химический состав проб поперечного разреза линзы скарна. Вслед за богатой кварцем зоной пробы имеют практически постоянный, бескварцевый состав, хотя процентные соотношения анортита, геденбергита, граната и эпидота изменяются. Породы содержат 41–43 мас.% SiO_2 , 24–26 мас.% Al_2O_3 , 20–22% CaO и около 9% суммы железа при очень низких концентрациях магния и отсутствии щелочей. Редкоэлементный состав известковых скарнов характеризуется повышенными содержаниями V, Sc, Y, Ga и Ge, но наиболее высокие концентрации Sr — 1800–2200 ppm. Такие

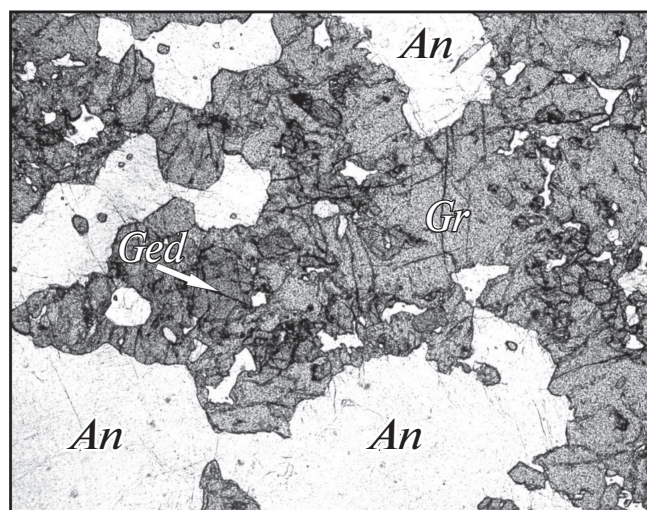


Рис. 6. Геденбергит-анортит-гранатовый скарн (шлиф-ШРН-36): гранат замещает геденбергит. Ув. 40, поляризаторы параллельны.

Таблица 2. Состав мигматитов, гранитогнейсов и скарнов мыса Елгай, о. Ольхон

| Компоненты | ШРН-33 | ШРН-34 | ШРН-35 | ШРН-36 | ШРН-37 | ШРН-38 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ , мас. % | 73.43 | 75.91 | 77.1 | 43.07 | 40.94 | 43.29 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.01 | 0.51 | 0.52 | 0.74 | 0.78 |
| Al ₂ O ₃ | 14.42 | 13.66 | 9.92 | 24.98 | 25.94 | 25.16 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.13 | 0.05 | 1.38 | 4.78 | 4.66 | 4.45 |
| FeO | 1.45 | 0.51 | 1.88 | 3.78 | 4.29 | 4.22 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.17 | 0.11 | 0.07 |
| MgO | 0.88 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.24 | 0.15 |
| CaO | 2.89 | 0.81 | 7.79 | 21.37 | 21.79 | 20.4 |
| Na ₂ O | 3.96 | 2.89 | 0.39 | 0.57 | 0.26 | 0.51 |
| K ₂ O | 1.13 | 5.41 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.02 | 0.18 | 0.16 | 0.19 | 0.25 |
| CO ₂ | 0.36 | 0.31 | 0.36 | 0.31 | 0.36 | 0.31 |
| H ₂ O | 0.46 | 0.51 | 0.41 | 0.34 | 0.46 | 0.34 |
| Сумма | 100.09 | 99.78 | 99.67 | 99.98 | 99.86 | 99.93 |
| Rb, ppm | 20 | 90 | 1.79 | 2.64 | 3.74 | 1 |
| Ba | 940 | 2400 | 180 | 140 | 87 | 140 |
| Sr | 610 | 220 | 730 | 1800 | 2200 | 2000 |
| Pb | 9.4 | 43 | 3.3 | 6.4 | 5.3 | 5.3 |
| Zn | 59 | 14 | 16 | 17 | 16 | 17 |
| Sn | 1.4 | 0.84 | 1.2 | 1.7 | 1.6 | 1.7 |
| Cu | 26 | 11 | 7 | 0.3 | 0.3 | 0.3 |
| Co | 3.8 | 16 | <1 | <1 | 1.4 | 1 |
| Ni | 120 | 5.2 | 9.6 | 5.4 | 26 | 26 |
| Cr | 40 | 6.3 | 6.3 | 5.9 | 6.3 | 6.2 |
| V | 91 | 4.2 | 42 | 170 | 160 | 190 |
| Sc | 15 | <3 | 4.2 | 4.4 | 20 | 22 |
| La | 61 | 30 | 20 | 13 | 24 | 21 |
| Ce | 85 | 35 | 36 | 26 | 53 | 49 |
| Nd | 28 | 10.3 | 14.7 | 10.0 | 25 | 27 |
| Yb | 0.17 | 0.37 | 1.01 | 0.61 | 1.35 | 1.21 |
| Y | 2.03 | 1.81 | 7.9 | 4.36 | 12.3 | 12 |
| Zr | 151 | 198 | 210 | 131 | 182 | 185 |
| Hf | 3.08 | 5.2 | 3.94 | 2.86 | 3.68 | 3.59 |
| Nb | 4.84 | 1.43 | 6.0 | 4.92 | 7.0 | 7.5 |
| Th | 10.0 | 11.2 | 1.94 | 2.01 | 1.73 | 1.7 |
| U | 0.24 | 0.93 | 0.49 | 0.75 | 0.51 | 0.62 |
| Ga | 15 | 10.5 | 12.6 | 35 | 34 | 35 |
| Ge | 1.03 | 1.08 | 2.57 | 10.2 | 7.8 | 8.1 |
| F | 300 | 100 | 200 | 100 | 200 | 200 |
| B | 11 | 16 | 22 | 11 | 5.9 | 6.1 |

Примечания. ШРН-33 — амфибол-биотитовый мигматит; ШРН-34 — биотитовый гранитогнейс; ШРН-35 — тыловая зона скарна — апатит-сфен-гранат-эпидот-кварцевая; ШРН-36–38 — геденбергит-гранат-анортитовая зона.

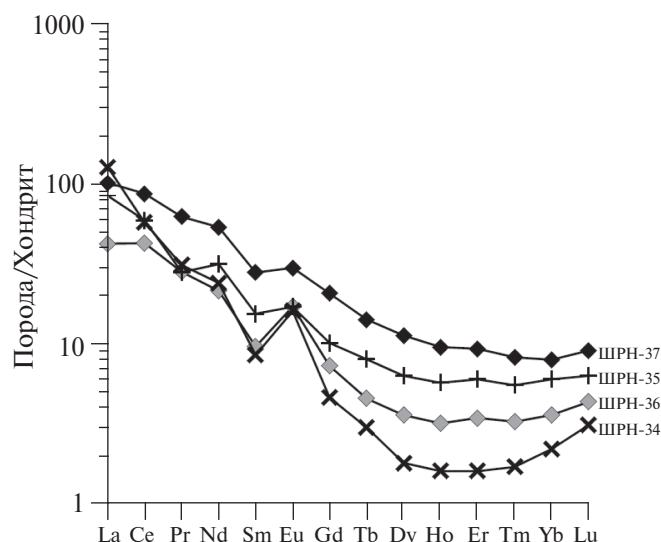


Рис. 7. Распределение РЗЭ для скарноподобных метасоматитов из разных зон (ШРН-35–37), амфибол-биотитовых мигматитов (ШРН-33), биотитовых гранитогнейсов (ШРН-34).

уровни Sr в Приольхонье и на о. Ольхон встречаются только в кальцитовых мраморах. Значит, они были наиболее вероятным субстратом, по которому развивался метасоматит. Повышен-

ные содержания V, Ge не противоречат такому предположению, так как мраморы обычно содержат графит, богатый этими элементами. Необычными для такого состава пород являются близкие к гранитам и мигматитам концентрации Zr, Nb и REE (рис. 7). В исходных мраморах их должно быть намного меньше (табл. 2). Это также может свидетельствовать о сопряженном с мигматизацией развитии скарнов под воздействием кремне-калиевых растворов.

МИНЕРАЛЫ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ

Обогащение скарнов Al, Si, Fe и Ca ярко выражено в составе их минералов. В большинстве проанализированных минералов зональность не обнаружена. Наиболее постоянен состав анортита и геденбергита, хотя в последнем наблюдаются две группы — с 1 и 5 мас.% MgO (табл. 3, 4). В центральных частях линзы главную роль играет анортит и скелетно-разрастающийся гранат, количество которого достигает 40 об.% и более. По составу это гроссуляр (65–74%) с примесью альмандина и андрадита (табл. 5).

Таблица 3. Состав анортитов из скарнов пробы ШРН-39

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ , мас. % | 43.77 | 43.72 | 44.03 | 43.90 | 43.31 | 43.28 | 42.99 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | не обн. | не обн. | не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 35.99 | 35.89 | 35.63 | 36.36 | 36.50 | 35.90 | 35.96 |
| FeO | 0.09 | 0.10 | 0.14 | 0.12 | 0.08 | 0.14 | 0.15 |
| MnO | не обн. | не обн. | 0.01 | 0.01 | не обн. | 0.02 | не обн. |
| MgO | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. |
| CaO | 19.50 | 19.92 | 19.67 | 20.00 | 19.75 | не обн. | 19.73 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.13 | 0.08 | 0.05 | 0.06 |
| K ₂ O | не обн. | 0.03 | не обн. | 0.01 | 0.01 | не обн. | не обн. |
| BaO | 0.04 | 0.02 | 0.02 | не обн. | 0.05 | 0.01 | не обн. |
| Сумма | 99.50 | 99.76 | 99.59 | 100.56 | 99.78 | 99.13 | 98.94 |
| Формульные количества (расчет на 20 атомов кислорода) | | | | | | | |
| Si | 8.134 | 8.114 | 8.178 | 8.087 | 8.036 | 8.084 | 8.051 |
| Al | 7.801 | 7.851 | 7.798 | 7.893 | 7.981 | 7.902 | 7.938 |
| Fe(II) | 0.013 | 0.016 | 0.021 | 0.017 | 0.012 | 0.022 | 0.023 |
| Ca | 3.882 | 3.96 | 3.914 | 3.946 | 3.926 | 3.949 | 3.959 |
| Na | 0.023 | 0.03 | 0.022 | 0.047 | 0.028 | 0.017 | 0.021 |
| K | 0.001 | 0.006 | не обн. | 0.002 | 0.001 | не обн. | не обн. |
| Ba | 0.003 | 0.001 | 0.001 | не обн. | 0.004 | 0.001 | 0.001 |
| Сумма | 19.857 | 19.978 | 19.934 | 19.992 | 19.988 | 19.975 | 19.993 |
| An | 99.4 | 99.09 | 99.44 | 98.78 | 99.26 | 99.58 | 99.47 |
| Ab | 0.58 | 0.76 | 0.56 | 1.17 | 0.7 | 0.42 | 0.53 |
| Or+Hyal | 0.02 | 0.015 | не обн. | 0.05 | 0.04 | не обн. | не обн. |

Примечания. Минералы: An — анортит, Ab — альбит, Or+Hyal — ортоклаз + гиалофан. 1–7 — число измерений в пробе ШРН-39.

Таблица 4. Состав геденбергитов (проба ШРН-38 точки 1–5 и ШРН-39 точки 6–9)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ , мас.% | 48.02 | 47.30 | 48.20 | 47.97 | 47.76 | 48.88 | 48.67 | 48.84 | 48.78 |
| TiO ₂ | 0.14 | 0.13 | 0.16 | 0.10 | 0.07 | 0.18 | 0.21 | 0.19 | 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | 1.42 | 1.57 | 1.60 | 1.22 | 1.52 | 1.85 | 1.78 | 1.89 | 1.67 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.91 | 3.27 | 1.55 | 1.55 | 2.37 | 1.60 | 1.33 | 1.16 | 1.08 |
| FeO | 25.37 | 24.72 | 25.27 | 25.81 | 25.37 | 19.66 | 19.28 | 19.37 | 19.79 |
| MnO | 0.11 | 0.12 | 0.17 | 0.12 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.18 |
| MgO | 1.10 | 1.13 | 1.33 | 1.05 | 1.08 | 4.60 | 4.80 | 4.93 | 4.67 |
| CaO | 22.47 | 22.31 | 22.28 | 22.07 | 22.23 | 23.18 | 23.24 | 23.18 | 23.18 |
| Na ₂ O | 0.28 | 0.27 | 0.31 | 0.30 | 0.26 | 0.19 | 0.13 | 0.12 | 0.12 |
| Сумма | 100.83 | 100.81 | 100.87 | 100.18 | 100.83 | 100.29 | 99.59 | 99.82 | 99.72 |
| Формульные количества (расчет на 4 катиона) | | | | | | | | | |
| Si | 1.944 | 1.919 | 1.946 | 1.956 | 1.936 | 1.935 | 1.937 | 1.938 | 1.942 |
| Ti | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.002 | 0.005 | 0.006 | 0.006 | 0.007 |
| Al | 0.068 | 0.075 | 0.076 | 0.059 | 0.073 | 0.086 | 0.084 | 0.084 | 0.078 |
| Fe(III) | 0.058 | 0.1 | 0.047 | 0.048 | 0.072 | 0.048 | 0.04 | 0.038 | 0.032 |
| Fe(II) | 0.859 | 0.839 | 0.853 | 0.88 | 0.86 | 0.651 | 0.642 | 0.643 | 0.659 |
| Mn | 0.004 | 0.004 | 0.006 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.006 |
| Mg | 0.066 | 0.068 | 0.08 | 0.064 | 0.065 | 0.272 | 0.285 | 0.292 | 0.277 |
| Ca | 0.975 | 0.97 | 0.963 | 0.964 | 0.965 | 0.983 | 0.991 | 0.985 | 0.989 |
| Na | 0.022 | 0.021 | 0.024 | 0.024 | 0.02 | 0.015 | 0.01 | 0.009 | 0.009 |
| Сумма | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Миналы, мол.% | | | | | | | | | |
| Энстатит | 3.47 | 3.62 | 4.22 | 3.35 | 3.44 | 14.27 | 14.86 | 15.21 | 14.39 |
| Геденбергит | 45.21 | 44.7 | 45 | 46.12 | 45.5 | 34.15 | 33.47 | 33.49 | 34.23 |
| Диопсид | 51.31 | 51.68 | 50.8 | 50.52 | 51.06 | 51.57 | 51.67 | 51.3 | 51.38 |

Таблица 5. Составы гранатов скарна ШРН-39

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ , мас.% | 38.41 | 38.60 | 38.26 | 38.93 | 38.15 | 38.55 | 38.02 | 38.64 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.29 | 0.12 | 0.19 | 0.33 | 0.29 | 0.25 | 0.59 |
| Al ₂ O ₃ | 17.41 | 16.43 | 16.45 | 16.64 | 16.29 | 17.51 | 17.91 | 16.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.55 | 7.06 | 7.28 | 6.94 | 8.05 | 5.90 | 6.48 | 7.48 |
| FeO | 7.21 | 8.42 | 11.16 | 9.89 | 11.09 | 8.40 | 7.69 | 9.03 |
| MnO | 0.39 | 0.30 | 0.35 | 0.38 | 0.35 | 0.32 | 0.30 | 0.31 |
| MgO | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.07 |
| CaO | 29.92 | 29.22 | 26.62 | 28.25 | 26.70 | 29.18 | 29.21 | 28.95 |
| Na ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| Сумма | 100.27 | 100.40 | 100.31 | 101.31 | 101.03 | 100.22 | 99.94 | 101.39 |
| Формульные количества (расчет на 8 катионов или 12 анионов) | | | | | | | | |
| Ca | 2.50 | 2.45 | 2.25 | 2.35 | 2.25 | 2.44 | 2.45 | 2.41 |
| Fe ⁺² | 0.47 | 0.55 | 0.74 | 0.64 | 0.73 | 0.55 | 0.50 | 0.59 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Mn. | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| SITE X | 3.00 | 3.03 | 3.01 | 3.03 | 3.00 | 3.02 | 2.98 | 3.03 |
| Fe ⁺³ | 0.38 | 0.42 | 0.43 | 0.41 | 0.48 | 0.35 | 0.38 | 0.44 |

Таблица 5. (Окончание)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ti | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.03 |
| Al vi | 1.60 | 1.52 | 1.53 | 1.53 | 1.50 | 1.61 | 1.63 | 1.49 |
| SITE Y | 2.00 | 1.95 | 1.97 | 1.94 | 2.00 | 1.97 | 2.02 | 1.97 |
| Si | 3.00 | 3.02 | 3.02 | 3.03 | 3.00 | 3.01 | 2.97 | 3.01 |
| Al iv | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| SITE Z | 3.00 | 3.02 | 3.02 | 3.03 | 3.00 | 3.01 | 3.00 | 3.01 |
| ANION | 12.01 | 12.01 | 12.01 | 12.01 | 12.01 | 12.01 | 12.01 | 12.01 |
| Миналы, мол. % | | | | | | | | |
| Пироп | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.23 |
| Альмандин | 21.26 | 26.68 | 30.12 | 27.55 | 30.84 | 24.40 | 22.52 | 26.92 |
| Гроссуляр | 73.85 | 68.56 | 65.29 | 68.56 | 64.58 | 72.61 | 72.91 | 69.59 |
| Спессартин | 0.76 | 0.74 | 0.58 | 0.73 | 0.67 | 0.63 | 0.59 | 0.59 |
| Андрадит | 4.00 | 3.88 | 3.88 | 3.02 | 3.78 | 2.23 | 3.84 | 2.67 |

На микрозонде сделан разрез через контактирующие зерна *анортит-гранат-геденбергит-гранат-анортит* (рис. 8). По разрезу отчетливо видна однородность состава геденбергита и анортита, но нарастание железистости граната по мере замещения им геденбергита и алюминия при замещении анортита, что свидетельствует о более позднем и неравновесном росте граната (рис. 9). При развитии граната по геденбергиту выделяется сфен, цепочки кристаллов которого обрамляют иногда извилистые границы граната или растут вдоль трещин. Смена анортит-геденбергитовой зоны с постоянным составом мине-

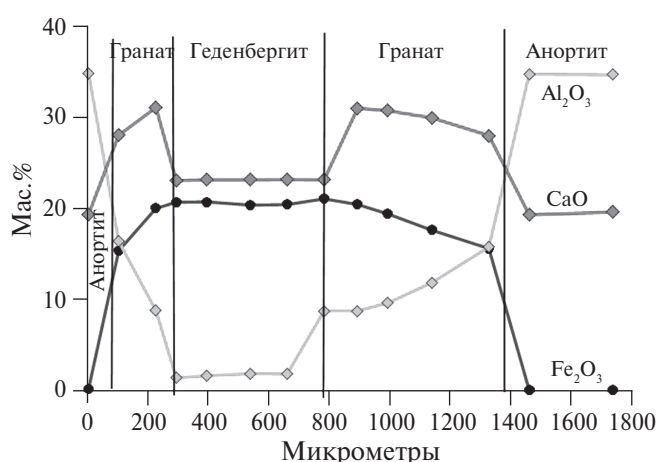


Рис. 9. Изменение содержаний Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO в минералах по разрезу на рис. 8.

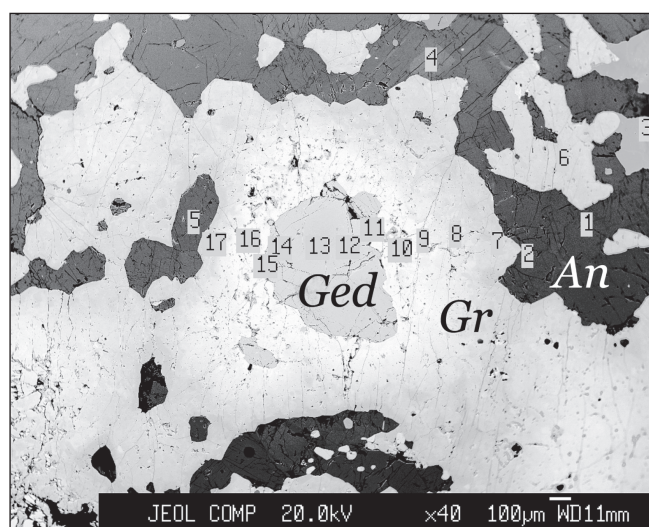


Рис. 8. Вид скана в отраженных вторичных электронах с точками анализов (ШРН-39): 1, 2, 5 — анортиты, 7–9, 16–17 — гранаты, 10–15 — геденбергит. Микрозонд РМА 8200, аналитик Л.Ф. Суворова.

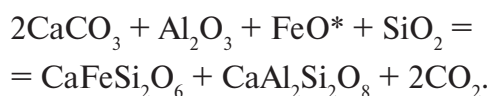
ралов зоной, сложенной зональным гранатом, свидетельствует о смене во времени инфильтрационного характера метасоматоза диффузионным, то есть о затухании движения растворов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Преобразование сланцев в гранитогнейсы всегда ставит перед исследователем вопрос о балансе основных и кислых компонентов. На начальных этапах гранитообразования это изохимическое перераспределение кислого и основного вещества вследствие неравномерного распределения давления при пластической деформации (метаморфическая дифференциация) (Макрыгина и др., 2015; Мельников, 2011; Куклей, 1988). При более мощном развитии метасоматической мигматизации либо частичных выплавов всегда

выявляется дисбаланс в отношении основных компонентов, выносимых из гнейсов. Следы их обнаруживаются в сопряженных в пространстве с мигматитами линзах скарноподобных пород, магнезиальных или известковых в зависимости от протолита. В Ольхонском регионе вблизи коллизийного шва в Чернорудско-Баракчинской зоне широко развиты магнезиальные скарноподобные породы, так как там преобладают остатки доломитов. Далее на восток в этом же северном крыле сдвиговой зоны найдены скарны, согласные с мигматитами. Их составы отвечают известковым скарнам с высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO , CaO . Интрузивных гранитов поблизости не наблюдается. Процесс скарнообразования идет на границе гранитогнейс–протолит, возможно, карбонатного состава. Активным началом в данном случае были мигматизирующие кремне-кальциевые растворы.

Валовый состав скарнов является сугубо известковистым (табл. 2). Породы и минералы практически не содержат магния и марганца, зато богаты Ca , Al , Fe и особенно Sr . Все минералы представлены кальциевыми разновидностями: от чистого анортита до клиноцоизита и эпидота (табл. 6), а также гроссулярового граната, сфена, апатита и геденбергита (табл. 3–5). Судя по высоким содержаниям Sr в скарне, характерным только для кальцитовых мраморов, исходным мог быть кальцитовый мрамор, но ни в одном образце не обнаружен кальцит. Видимо, мрамор был замещен полностью при взаимодействии растворов, связанных с мигматизацией, и пластом мрамора. Внешней зоной является развитие геденбергита и анортита (клиноцоизита) по кальциту по реакции:



Из формирующихся мигматитов с растворами в мрамор привносятся избыточные по от-

ношению к лейкоosome SiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , в меньшей степени MgO — небольшое его количество содержится в геденбергите, но в гранате он практически отсутствует. Все щелочные элементы уходят на образование полевошпатовой лейкосомы мигматитов. Кроме петрогенных элементов, при образовании скарна привносятся такие гранитофильные элементы, как Zr , Y , Nb и REE, не свойственные ни сланцам, ни мраморам, что опять-таки свидетельствует о связи скарнообразования с процессом мигматизации. Уровень содержания REE в зонах скарна даже чуть выше, чем в мигматитах и гранитогнейсах, и в разных зонах скарна наблюдается больший или меньший максимум Eu (рис. 7). При этом содержания LREE в скарнах близки или ниже, чем в мигматитах, а HREE — выше. Их повышение, как и появление максимума Eu, связано с высоким содержанием анортита и граната в скарнах. В тыловой зоне скарна отлагается много кварца с небольшим количеством граната и плагиоклаза и заметным — аксессуарных сфена и апатита. Похоже, что кварц замещает минералы скарна, то есть в конце процесса раствор сильно обогащается кремнием, и внутренняя зона в пределе могла стать мономинеральной — кварцевой.

О сопряженности процессов мигматизации и скарнирования свидетельствуют практически одинаковые для мигматитов и скарнов температуры, определенные по гранат–биотитовому и гранат–клинопироксеновому геотермометрам (табл. 7). По парагенезисам биотитового плагиомигматита (ШРН-34), гранитогнейса в экзоконтакте скарна (ШРН-98) и гранат–геденбергит–анортитового скарна центральной зоны (ШРН-38) была решена обратная задача по программе Селектор-С путем минимизации потенциала свободной энергии Гиббса. В программе на этапе формирования модели указывается допустимый диапазон температуры и давления, в котором осуществляется поиск допустимых решений; исходя из общих представлений об условиях формирования аналогичных пород, заданы интервал температуры 400–800 °C и давления 6–10 Кбар. В заданном диапазоне программа ищет оптимальный минимум с равновесием заданных компонентов. Итоговое решение программы Селектор-С включает в себя состав минералов, их объемные количества, параметры температуры и давления (табл. 8). Для мигматита и приконтактового гранитогнейса для минимума были получены значения 615 °C и 7 кбар, а для скарна — 614 °C и 7,5 кбар. Полученные несколькими методами температуры близки и для мигматитов, и для скарна, и в то же время низки для образования гранитных выплавов, что наряду

Таблица 6. Составы эпидотов скарна ШРН-39, мас. %

| Компоненты | Эпидоты | | | |
|-------------------------|---------|-------|-------|-------|
| SiO_2 | 37.79 | 39.01 | 37.92 | 38.90 |
| TiO_2 | 0.14 | 0.11 | 0.25 | 0.18 |
| Al_2O_3 | 25.73 | 25.78 | 25.21 | 25.16 |
| Fe_2O_3 | 9.82 | 10.31 | 11.16 | 11.16 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| CaO | 23.65 | 23.42 | 23.29 | 23.40 |
| Сумма | 97.15 | 98.65 | 97.85 | 98.82 |

Таблица 7. *PT*-условия формирования мигматитов, гранитогнейсов и известковых скарнов по данным термобарометрии

| Геотермобарометры | | <i>T</i> , °C | | <i>P</i> , кбар |
|---|-----------------|----------------|---------------------|-----------------------|
| Проба | Точки измерения | Holdaway, 1997 | Raheim, Green, 1974 | Макрыгина и др., 2008 |
| ШРН-188 | Gr-Bt центр | 620 | 610 | 8 |
| | Gr-Bt край | 610 | 590 | 8 |
| ШРН-187 | Gr-Bt центр | 670 | 630 | 8 |
| | Gr-Bi край | 660 | 625 | 8 |
| ШРН-39 | Gr-CPx ц | 630 | 630 | 8 |
| | Gr-CPx | 600 | 635 | 8 |
| | Gr-CPx край | 630 | 580 | 8 |
| Расчет <i>T</i> и <i>P</i> по программе Селектор-С (Чудненко, 2010) | | | | |
| ШРН-34 | Fsp+Bt+Pl+Qu | не опр. | 600 | 8.35 |
| ШРН-99–98 | Fsp+Bt+Pl+Qu | не опр. | 625 | 8 |
| ШРН-38–39 | Gr+CPxAn+Ep | не опр. | 615 | 8.35 |

Примечания. ШРН-187 — гнейс, ШРН-188 — гранитогнейс мыса Елгай; ШРН-38–39 — скарны, ШРН-98–99 — гранитогнейсы в экзоконтакте скарна. ШРН-34 — мигматит.

Таблица 8. Результаты расчетов по программе Селектор-С

| Проба | Результаты моделирования | | |
|--------|--------------------------|----------------|--|
| | Температура, °C | Давление, кбар | Минеральная ассоциация |
| ШРН-98 | 615 | 7 | <i>Fsp</i> 35+ <i>Bt</i> 5+ <i>Pl</i> 28+ <i>Qu</i> 32 |
| ШРН-38 | 614 | 7.5 | <i>Gr</i> 35+ <i>CPx</i> 9+ <i>An</i> 48+ <i>Ep</i> 8 |

с отсутствием расплавных включений подтверждает метасоматическую природу тех и других пород. По сути, скарны являются по отношению к мигматитам породами, в которые сбрасываются основные компоненты при метасоматическом образовании лейкосом в мигматитах и особенно гранитогнейсах, а их высокая кальциевость определяется составом протолита, по которому они развивались.

Изменение состава полевых шпатов мигматитов и скарнов отчетливо видно на рис. 10. От гнейсов к мигматитам и гранитогнейсам плагиоклазы изменяются от андезинов до альбит-олигоклазов с освобождением Са и Al, а в скарне они представлены почти чистым анортитом. Калиевые полевые шпаты в мигматитах и гранитогнейсах имеют до 8% примеси альбитового минала, но у контакта со скарном в них появляется значительная примесь бария (рис. 10), как и в описанном ранее скарне соседней бухты (ПО-958). А барий, как известно, входит в калишпаты при локальном повышении давления (Афонина и др., 1978). Резко различаются составы гранатов из гнейсов, мигматитов, с одной стороны, и скарнов, с другой. Первые представлены спессартин-альмандинами с низким содержанием пиропы и гроссуляра,

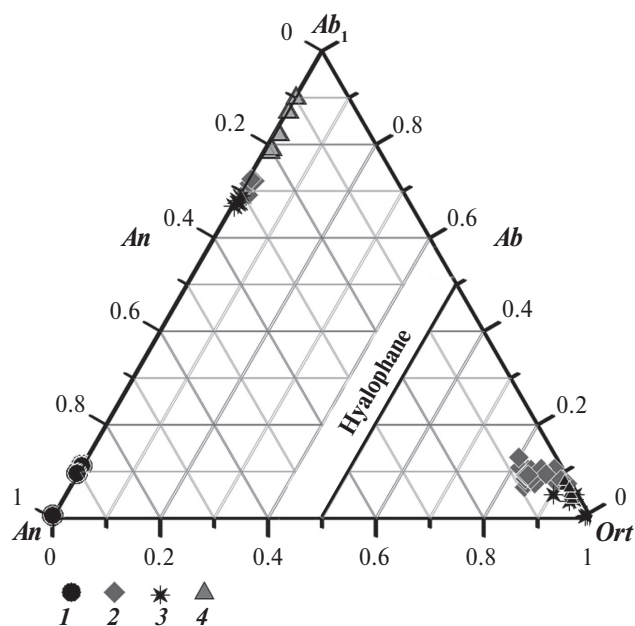


Рис. 10. Диаграмма *Ab*—*An*—*Ort* с учетом бариевого минала для полевых шпатов: 1 — анортиты из скарна (ШРН-39), 2 — андезины и обогащенные барием калишпаты из гранитогнейса на контакте со скарном (ШРН-98), 3 — андезины и калишпаты из мигматита (ШРН-96), 4 — альбит-олигоклазы и калишпаты из гранита (ШРН-95).

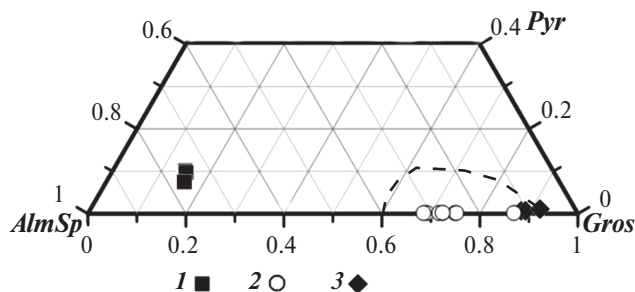


Рис. 11. Диаграмма (Alm+Spes)–Py–Gros для гранатов из гранат-биотитовых мигматитов (1), скарнов мыса Елгай (2) и скарнов бухты Семь Сосен (3). Штриховая линия — поле гранатов из известковых эклогитов и скарнов.

обычными для метаграувакк амфиболитовой фации. В скарнах развиты существенноgrossуляровые гранаты с небольшим количеством андрадита и альмандина (рис. 11), типичные для известковых скарнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы.

1. Изучена минералогия и геохимия скарнов, встречающихся среди мигматитов острова Ольхон, и доказано их образование до выплавления гранитов. Субстратом для известковых скарнов этого типа могли быть кальцитовые мраморы, от которых они наследуют высокие концентрации Ca и Sr.

2. Обогащение известковых скарнов гранитофильными элементами говорит о сопряженности их формирования с процессом мигматизации.

3. Скарны развиваются в зонах локального повышения давления. Все они обнаружены в северном крыле главной сдвиговой зоны с повышенным давлением. Этот процесс не затрагивает мощных пластов мраморов, обрамляющих купольные зоны в южном крыле, а развивается только в килевых частях складок карбонатных пород, оставшихся в мигматитах. Температуры образования мигматитов и скарнов близки и не достигают температур плавления гранитов, что подтверждается отсутствием в мигматитах расплавных включений, то есть происходит метасоматическая мигматизация и сопряженное отложение освобождающихся элементов при скарнировании.

4. Известковые скарны пересекаются перемещенными гранитными жилами, что свидетельствует о более раннем их образовании, в то время как породы нормальной скарновой формации являются постмагматическими.

5. Само появление этих скарнов, скорее всего, связано с интенсивным сдвиговым тектогенезом, который обособляет пластины мигматизированных пород в отдельные системы, где в миниатюре возникает возможность скарнирования, сопряженного с мигматизацией, без участия расплава.

Авторы выражают глубокую благодарность д.г.-м.н. А.Б.Перепелову за критические замечания по статье, способствовавшие ее улучшению; а также аналитикам ИГХ СО РАН А.Л. Финкельштейну, Е.В. Смирновой, И.Е. Васильевой, О.В. Зарубиной и Н.В. Брянскому.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН, при финансовой поддержке РФФИ, проект № 15-05-0277.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. (1978) Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 112 с.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Киризова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аркелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. (1990) U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье). *Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления*. Л., Наука, 170–183.
- Коржинский Д.С. (1957) Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд. АН СССР.
- Коржинский Д.С. (1982) Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 104 с.
- Коржинский Д.С. (1968) Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль при магматизме и метаморфизме. *Кора и верхняя мантия Земли: МГК, XXIII сессия. Докл. совет. геол. Проблема*. М.: Наука.
- Петрова З.И., Левицкий В.И. (1978) Геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Розен О.М., Федоровский В.С. (2001) Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 185 с.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. (2007) Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным). *Геология и геофизика* 48 (1), 141–155.
- Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. (2010) Nd-Sr систематика метаматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал. *Геохимия* (10), 1040–1048.
- Makrygina V.A., Sandimirov I.V., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Y.A., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V. (2010) Nd-Sr systematics of metamagmatic rocks of the Anginskaya and Talanchanskaya Formations, middle part of Lake Baikal. *Geochem. Int.* 48 (10), 979–987.
- Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. (2014) История кристаллизации раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Оль-

хонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье. *Геология и геофизика*, **55** (1), 41–55.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. (2008) Состав, параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос Прибайкалье) *Геохимия* (2), 169–184. Makrygina V.A., Petrova Z.I., Koneva A.A., Suvorova L.F. (2008) Composition, P-T Parameters, Transformations of Mafic Schists of the Svyatoi Nos Peninsula, Eastern Baikal Area. *Geochem. Int.* **46**(2), 140–155.

Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Толмачева Е.В. (2015) Флюидный режим начальных этапов гранитообразования в метаморфических комплексах разных давлений. *Геохимия* (4), 328–343.

Makrygina V.A., Suvorova L.F., Tolmacheva E.V. (2015) Fluid regime of initial granite-forming processes in metamorphic complexes of various pressure: A case study of the western Baikal metamorphic belt. *Geochem. Int.* **53** (4), 312–326.

Мельников А.И. (2011) Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов / Науч. рук. Е.В. Скляр; Рос. Академия наук, Институт земной коры. Новосибирск: Академич. Изд-во «Гео», 288 с.

Куклей Л.Н. (1988) Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М.: Ин-т физики Земли, 215 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. (1996) Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье). *Геохимия* (7), 637–649.

Makrygina V.A., Petrova Z.I. (1996) Geochemistry of migmatites and granitoids of Priol'khon'e and Ol'khon Island, Baikal Region. *Geochem. Int.* **34** (7), 574–585.

Павловский Е.В., Ескин А.С. (1964) Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 128 с.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Сандимирова Г.П., Сандимиров И.В. (2010) Соотношение изотопов Nd и Sr и модельных возрастов метатерригенных пород зунмуриной, джидинской и хасуртинской свит (Западное Забайкалье). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) Мат-лы совещания, Иркутск, **2** Вып. 8, 12–14.

Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В. (1993) Новый тип меланжа. *Геотектоника* (4), 46–61.

Федоровский В.С. (1997) Купольный тектогенез в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья. *Геотектоника* (6), 56–71.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. (2008) Petrology, geochronology and tectonic implications of 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia). *J. Geol. Soc. London* **165**(1), 235–246.

Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dyar M.D. (1997) Garnet-biotite geothermometry revised: new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *Amer. Miner.* **82** (5, 6), 582–595.

Raheim A., and Green D.H. (1974) Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral and Petrol* **48**, 179–203.

ORIGIN OF SKARNS AT MIGMATIZATION ON OL'KHON ISLAND, LAKE BAIKAL, RUSSIA

L. V. Kushch, V. A. Makrygina*, L. F. Suvorova, A. V. Oshchepkova

Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia, 1a Favorsky St.

*e-mail: vmakr@igc.irk.ru

Received: 03.07.2016 Received version received: 06.09.2017 Accepted: 18.10.2017

Migmatites on the western shore of Ol'khon Island host unusual rocks: zoned lenses of hedenbergite–garnet–epidote–anorthite metasomatites coupled with the migmatites. No intrusive granites were found nearby. The skarn-forming process operated at the interface of the granite gneiss and skarn protolith (perhaps, carbonate rocks). The composition of the metasomatites is analogous to that of calcic skarns with high Al_2O_3 , FeO, and CaO concentrations. The compositions and relations of the minerals provide evidence of the successive development of the hedenbergite–anorthite outer zone, dominantly anorthite–garnet main zone, and quartz-enriched inner zone, with all of the zones parallel to contact with the granite gneiss. The granite gneiss itself is also likely of metasomatic nature, as follows from its supraeutectic concentration of potassic feldspar in the leucosome and low crystallization temperatures. A minimum of the Gibbs free energy (calculated with the SELECTOR-C program package) was reached at 8 kbar and temperatures of 600–625°C. These parameters are lower than the melting temperature of the granite eutectic, and the absence of melt is confirmed by the absence of melt inclusions in minerals of the granite gneisses. This indicates that the driving force of the process was migmatizing silicic–potassic solutions. The P–T parameters of the skarns are close to the foregoing values. The very high Sr and Ca and low Mg concentrations suggest that the protolith of the skarns was calcite marble. The enrichment of the skarns in the granitophile elements suggests that the skarns were produced simultaneously with and in genetic relation to the migmatization processes. The metasomatites were formed before the partial melts were derived, early in the course of the granite-forming processes and provide important information for better understanding the metasomatic process responsible for the exchange of chemical elements between the rocks.

Keywords: migmatization, calcic skarns, marble protolith, geochemistry, mineralogy, Ol'khon area

(For citation: Kushch L.V., Makrygina V.A., Suvorova L.F., Oshchepkova A.V. Origin of Skarns at Migmatization on Ol'khon Island, Lake Baikal, Russia. *Geokhimiya*. 2019;64(2): 168–181. DOI: 10.31857/S0016-7525642168-181)