

**ПРИРОДА БОРОНОСНОСТИ ТАУХИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
СИХОТЭ-АЛИНЯ И ИСТОЧНИКИ БОРА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДАЛЬНЕГОРСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

В.В. Раткин, О.А. Карась, В.В. Голозубов

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: ratkin@yandex.ru, okaras@yandex.ru, golozubov@fegi.ru*

Поступила в редакцию 18 января 2016 г.

Показано, что боросиликатное скарнообразование Таухинской металлогенической зоны венчает ряд последовательных этапов формирования и преобразования складчатых толщ Таухинской аккреционной призмы. Раннемеловой седиментогенный этап – накопление обогащенных кластогенным турмалином осадочных толщ – реализовался в окраинном морском бассейне в Сино-Корейском сегменте Палеопацифики. В турон-кампанское время складчатые бороносные толщи аккреционной призмы участвуют в процессах анатексиса. Образуются кремнекислые бороносные расплавы S-типа. Сформированные магматические очаги разгружаются в ходе катастрофических вулканических извержений. В финале вулканизма, в среднем кампане, как результат флюидно-магматической дифференциации расплава в остаточных очагах возникает флюидный поток. В процессе инфильтрационного взаимодействия унаследованно обогащенных бором флюидов с известняками олистостромовой толщи формируется гигантская зона гроссуляр-волластонитовых скарнов и залежи данбуритовых руд. Бороносность Таухинской бор-свинцово-цинковой металлогенической зоны можно рассматривать как репродуцирование докембрийской минерации бора восточной окраины Евразийского материка, которое реализовалось в позднем мезозое в процессе рециклинга континентальной коры.

Ключевые слова: геодинамика, аккреционная призма, минерация бора, изотопный состав бора, данбурит, эвапориты, Сино-Корейский щит, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Таухинская бор-свинцово-цинковая металлогеническая зона располагается в крайней юго-восточной прибрежной части Сихотэ-Алиня (рис. 1). В геолого-структурном отношении она соответствует Таухинскому террейну – фрагменту одноименной раннемеловой аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [24, 25], который практически нацело перекрыт постаккреционными вулканитами поздний мел–палеоценового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и эоценовыми вулканитами Хасано-Амурского вулканического ареала [1].

Таухинская зона – одна из наиболее продуктивных металлоносных территорий юга Дальнего Востока РФ. Здесь с конца XIX века отрабатываются десятки месторождений скарновых и жильных свинцово-цинковых руд. Здесь же в конце сороковых годов прошлого столетия было обнаружено и разведано гигантское Дальнегорское месторождение боросиликатных скарновых руд.

В ходе столетнего изучения свинцово-цинковых месторождений сформировалась общепризнанная концепция связи рудообразования с маастрихт-палеоценовыми магматическими комплексами ВСАВП. При этом, несмотря на отчетливо проявленное минералогическое сходство свинцово-цинковых и боросиликатных скарнов, последние не имеют прямых признаков связи с магматитами ВСАВП. Долгое время они рассматривались как неродственные им образования. Постулировалась их парагенетическая связь с бороносными кайнозойскими малыми интрузиями эпидейцитовых трахитов, так называемого, сихалинского комплекса мантийного происхождения [3]. Однако дальнейшее детальное изучение показало [7, 14, 18], что малые интрузии – это лишь гидротермально измененные базальты среднекампанского возраста. Также было установлено, что повышенные содержания бора характерны как для вулканических, так и для осадочных пород Таухинской зоны.

В первую очередь это касается осадочных толщ Таухинской аккреционной призмы. По данным

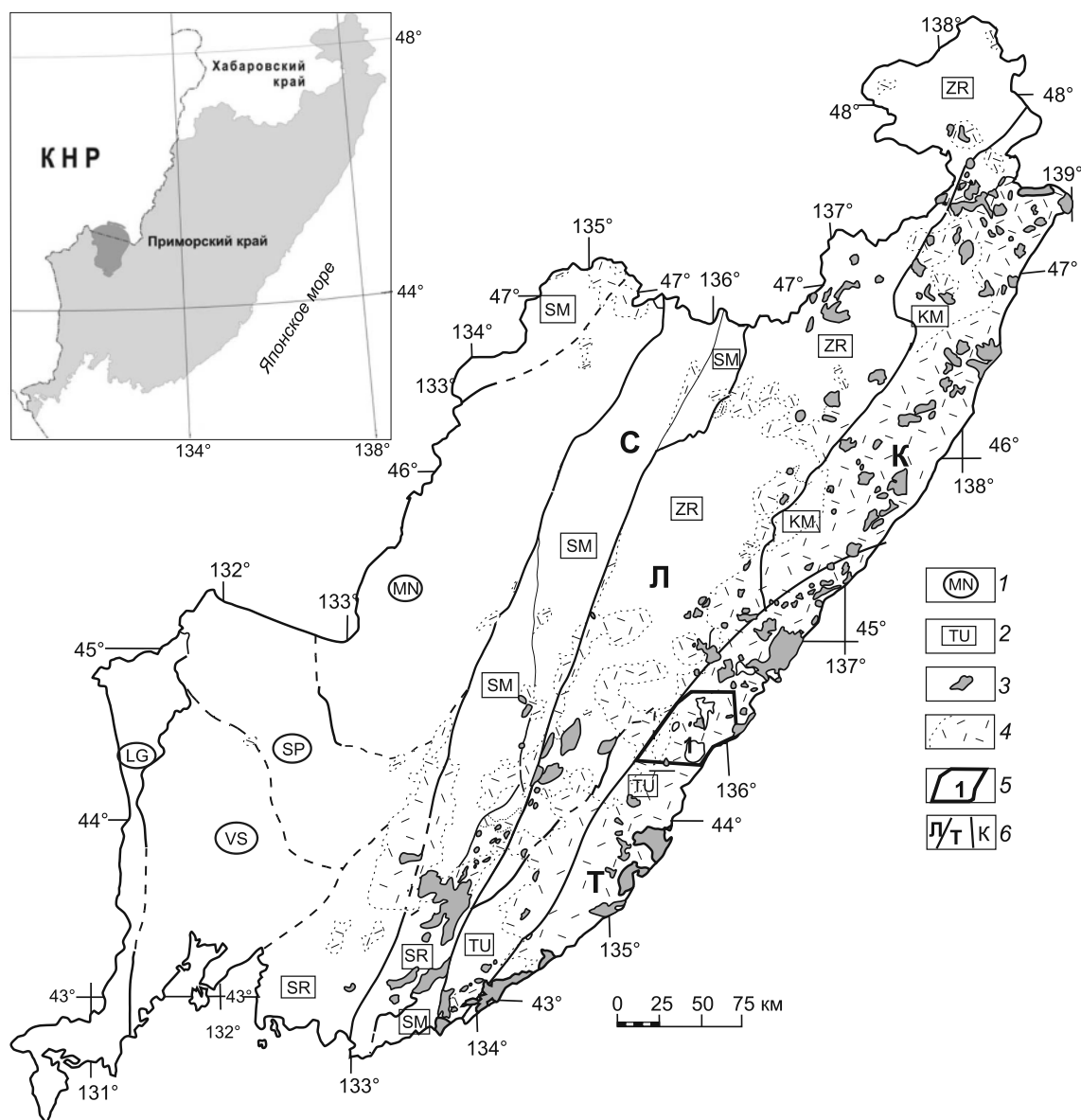


Рис. 1. Положение Таухинской металлогенической зоны в структуре Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса (в границах Приморского края РФ), по [25], с изменениями и дополнениями).

1 – террейны доюрской континентальной окраины Азии: MN – Матвеевско-Нахимовский, SP – Спасский, VS – Вознесенский, LG – Лаоелин-Гродековский; 2 – террейны раннемелового Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса: SR – Сергеевский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, TU – Таухинский, KM – Кемский; 3 – интрузии гранитоидов поздний мел–палеоценового возраста; 4 – вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 5 – Дальнегорский рудный район; 6 – металлогенические зоны и их границы: Т – Таухинская, Л – Лужкинская, К – Кемская, С – Самаркинская.

А.И. Бурого (региональная геохимическая съемка 1:1 000 000 масштаба), средние содержания бора в породах Таухинской призмы превышают более чем двукратно региональный геохимический фон.

Не менее отчетливо, по данным [22], проявлена бороносность вулканических пород турон-кампанской приморской серии ВСАВП, сформированной, по мнению [6], в результате анатектического плавления метаосадочных пород верхней коры.

В дополнение к этому в ходе авторских детальных минералогических и изотопно-геохимических исследований скарновых ассоциаций было показано, что базовым источником бора боросиликатных руд Дальнегорского месторождения мог выступать только геохимический резервуар седиментогенной природы [9].

Указанное вполне согласуется в модельных построениях с последовательностью событий от форми-

рования седиментогенного геохимического резервуара бора и его последующей магматической переработки до финального гидротермального этапа боросиликатного скарнообразования.

Выполненный анализ опубликованных данных и результаты авторских исследований боросиликатных комплексов позволяют конкретизировать эту модель, представляя боросиликатное рудообразование как финал длительной истории формирования и флюидно-магматического преобразования Таухинского террейна.

ДОАККРЕЦИОННЫЕ БОРОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Работами ДВГИ ДВО РАН [1, 4, 24] показано, что Таухинская аккреционная призма формировалась в раннем мелу в обстановке субдукционного взаимодействия океанической плиты и Евразийского материка в морском окраинном бассейне Палеоокеана южнее палеошироты 35° с.ш. Севернее океаническая плита и материк взаимодействовали в режиме скольжения, здесь располагалась котловина Журавлевского окраинного бассейна типа «pull-apart» с многокилометровыми толщами турбидитов (рис. 2).

Таухинская призма, образованная на базальтовом океаническом фундаменте у основания континентального склона, представлена троекратно повторяющейся флишеидной толщей берриас-валанжинских алевролитов и песчаников, которая подстилается либо триасово-юрскими кремнистыми породами, либо среднеюрскими кремнями с базальтами. Каждый из флишеидных разрезов перекрывается олистостромовой толщей. Берриас-валанжинские флишеидные толщи и ассоциированные с ними одновозрастные песчаники матрикса олистостромовых толщ имеют аркозовый состав кластики. Состав аксессуарных минералов: циркон, монацит, турмалин, алмадин, ставролит, корунд и андалузит [21], отражает присутствие в континентальной области питания бассейна глубоко метаморфизованных комплексов. Обломочная часть песчаников сложена монокристалльным кварцем (30–50%), слюдами (до 20%) и полевыми шпатами (5–20%), с преобладанием калишпата над кислым плагиоклазом. В составе обломков пород (до 20% обломочной части песчаников) – преимущественно метаморфические породы, граниты, риолиты, андезиты, алевролиты и кремни [5]. В нижней части разреза аккреционной призмы в песчаниках присутствуют конгломераты с валунами гранитов, галькой кремнистых пород и гидротермального кварца с вкрапленностью сульфидов. Ориентируясь на значения $T_{Nd(DM)}$ песчаников около 2.0 млрд лет [27] и выполненные [21] К-Аг датировки гранитных валунов из песчаников (~ 260 млн лет), можно предполагать,

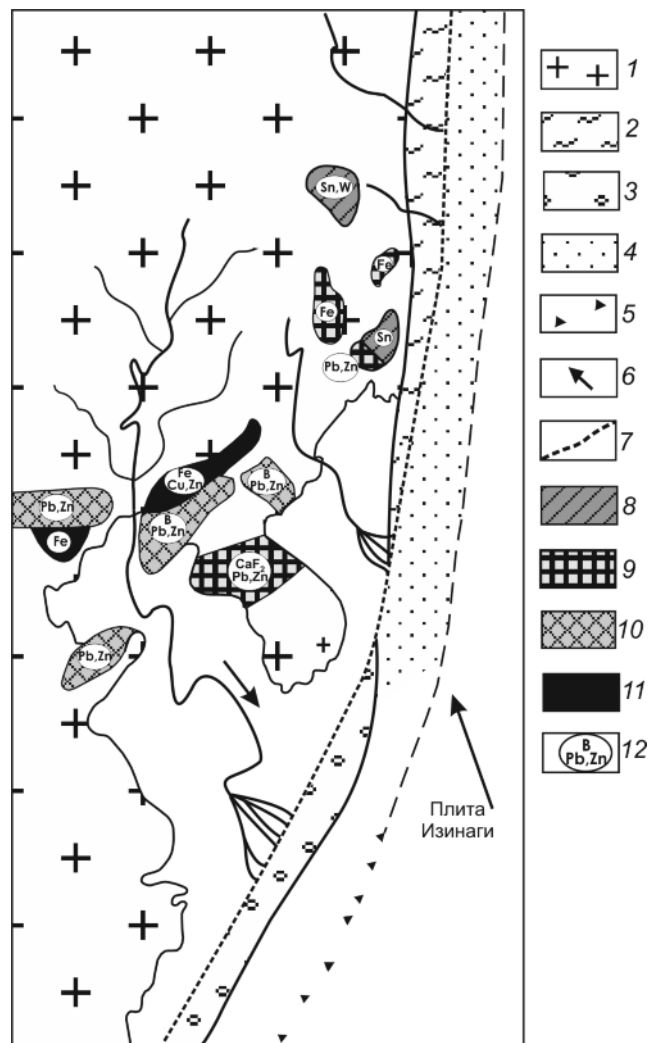


Рис. 2. Геодинамическая реконструкция положения раннемеловых окраинных морских бассейнов, по [4], с изменениями и дополнениями.

1 – доюрский континент; 2 – террейны юрской аккреционной призмы; 3 – бассейн формирования Таухинской аккреционной призмы; 4 – Журавлевский синдвиговый турбидитовый бассейн; 5 – положение раннемеловой зоны субдукции; 6 – направление движения океанической плиты; 7 – раннемеловая граница материка; 8–11 – доюрские металлогенические зоны континентальной области питания раннемеловых бассейнов: 8 – палеозойские, 9 – рифей–раннепалеозойские, 10 – протерозойские, 11 – архейские, 12 – доминирующие минеральные месторождения зон.

что главным источником обломочного материала, поступавшего в раннемеловой бассейн, были преимущественно раннепротерозойские метаморфические породы и продукты их фанерозойской флюидно-магматической переработки.

Эти предположения согласуются с данными U-Th-Pb датирования обломочных зерен монацита тяжелой фракции песчаников Таухинской призмы.

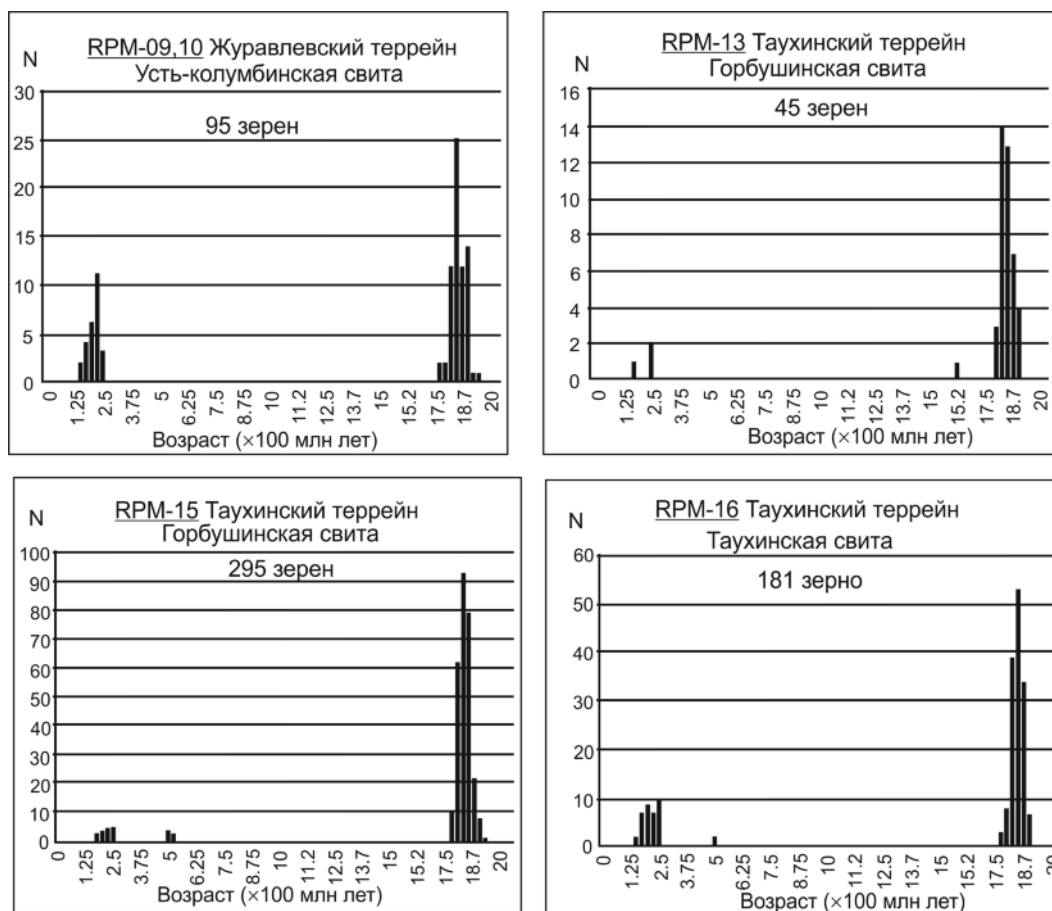


Рис. 3. Диаграммы распределения результатов U–Th–Pb анализа возраста обломочных зерен монацита тяжелой фракции раннемеловых песчаников Таухинского и Журавлевского терреинов.

Анализы выполнены с использованием LA-ICP-MS в комбинации с NWR213 (ESI) и Agilent 7700x (Agilent Technologies) в National Museum of Nature and Science в Японии.

Анализы выполнены Ю. Цуцуми и К. Йокояма в лаборатории *National Museum of Nature and Science* (г. Цукуба) в Японии в трех пробах, в объеме 45, 181 и 295 зерен. Все графики-диаграммы имеют единообразное выражение с двумя модами в интервалах 1800–1940 и 150–260 млн лет (рис. 3). Такой рисунок дает возможность непосредственно соотнести область питания раннемелового бассейна с восточной частью Сино-Корейского щита в объеме территории Корейского полуострова, провинции Ляонин и континентального окружения Желтого моря. Для этой территории характерно широкое развитие раннепротерозойских (2.2–2.0 млрд лет) осадочных и вулканических пород группы Ляохе с возрастом метаморфизма – около 1.9 млрд лет [28]. Здесь же широко проявлены многочисленные триасово-юрские интрузии гранитоидов – продукты фанерозойской флюидно-магматической переработки докембрийских метаморфических комплексов [30].

Связь флишоидного осадконакопления расположенного северо-западнее Журавлевского синдвиг-

гового бассейна с той же Сино-Корейской областью питания выражена в аналогии значений $T_{Nd(DM)}$ (около 2.0 млрд лет) и возраста детритовых монацитов, с характерными модами в интервалах 1940–1800 и 260–150 млн лет (рис. 3).

Эродируемые в раннем мелу раннепротерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Сино-Корейского щита были сформированы в рифтогенных внутриконтинентальных бассейнах [19] и аномально обогащены, по данным региональных металлогенических исследований [31], бором, свинцом и цинком. Они вмещают многочисленные, в том числе крупные, месторождения свинцово-цинковых руд эксгальционно-осадочного происхождения и месторождения боратов. Последние, являясь результатом метаморфизма бороносных осадочных комплексов эвапоритовой природы [33], ассоциированы с толщами турмалин-биотитовых лептитов и турмалинитов, которые непрерывно прослеживаются на участках площадью в десятки тысяч км². По данным китай-

ских исследователей [28], изотопный состав бора метаморфического турмалина унаследованно отражает первичную седиментогенно-эвапоритовую природу бороносности толщ и имеет значения $\delta^{11}\text{B}$ в интервале от +4.5 до + 12.4 ‰. Эрозии подвергались также интрузии турмалиносодержащих гранитоидов и ассоциированные с ними кварцево-жильные рудные месторождения [2].

Специфика области питания раннемелового бассейна находит выражение в обогащенности раннемеловых осадочных пород рудными компонентами. По данным геологической съемки [5], породы Таухинской призмьы обогащены относительно регионального фона рудными элементами. Содержания свинца в раннемеловых осадочных породах варьируют в интервале 38–62 г/т при региональном фоне – 16 г/т. Средние значения содержаний бора в объеме аккреционной призмьы, по данным А.И. Бурого (региональная геохимическая съемка 1:1 000 000 масштаба), превышают 80 г/т. Песчаники матрикса с обильным кластическим турмалином содержат до 150 г/т бора [21]. Аналогичная обогащенность бором, при вариациях от 37 г/т до 196 г/т, характерна, по данным П.В. Маркевича, и для флишоидных толщ Журавлевского террейна.

В апт-альбское время латеральное взаимодействие континента и океанических плит реализовалось в косом сжатии 13-километровых толщ флишоидов Журавлевского турбидитового бассейна и тектоностратиграфических комплексов Таухинской аккреционной призмьы. В результате того, что породы были смяты в системы тесно сжатых складок, «мощность» складчатого осадочного слоя удвоилась и составила, как минимум, 30 км [26]. Сформированные складчатые блоки были транслированы вдоль края материка на север и заняли в раннем сеномане свое современное положение в виде Таухинского и Журавлевского террейнов.

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ БОРОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНО- СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Постаккреционный поздний мел–палеоценовый чехол ВСАВП, перекрывающий складчатые комплексы Таухинского террейна, сложен контрастными вулканическими толщами. Основание чехла – относительно маломощные позднесеноманские молассоидные осадки при участии туфов и эффузивов основного и среднего состава синанчинской свиты [22]. Выше залегает толща турон-кампанских вулканитов приморской серии с варьирующей мощностью от 0.1 до 3.2 км при доминировании платоигнимбригов риолитового состава. Завершают вулканический разрез ВСАВП маастрихт-палеоценовые риолиты, риодаци-

ты и андезиты дальнегорской (самаргинской) свиты, формирующие локальные вулкано-тектонические депрессии с постройками центрального типа.

При оценке роли магматизма в формировании боросиликатного феномена Таухинской зоны авторы представляемой работы акцентировали внимание на магматических комплексах приморской серии, бороносность которых выражена как в геохимической специализации вулканических пород [22], так и в непосредственной связи многочисленных зон турмалинизации с центрами кислого вулканизма турон-кампанского возраста. Последняя наиболее масштабно проявлена в южной части Таухинской зоны, в Фурмановском рудном районе. Здесь на изученных в 70-х годах прошлого века [8] месторождениях турмалиниты и турмалинизированные породы образуют преимущественно трубообразные и субслоистые зоны газогидротермальных брекчий в слоистом вулканогенно-осадочном разрезе синанчинской свиты в основании вулканической постройки, но также непосредственно связаны с телами жерловых эксплозивных брекчий риолитового состава сантон-кампанского, по данным [13], центра вулканизма. Аналогичные центры вулканизма с вулканомиктовыми песчаниками с обломками турмалинитов в кратерных отложениях изучены в Дальнегорском районе [15].

По данным [22], платоигнимбригы формировались в турон-кампанское время в условиях катастрофических извержений трещинного типа. Только верхняя часть разреза приморской серии была образована в условиях вулканизма центрального типа. По составу платоигнимбригы отвечают риолитам высокоглиноземистых серий повышенной щелочности и имеют признаки кислых магм S-типа при значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выше 0.707. В работе [6] показано, что для игнимбригов характерен типично верхнекоровый спектр микроэлементов. Формирование кислых расплавов, породивших толщу игнимбригов, связывается с зонами анатектического плавления метаосадочных терригенных пород. Выполненное авторами сопоставление микроэлементного состава игнимбригов и флишоидных песчаников Таухинского террейна показало их идентичность в отношении содержаний Sn, Zn, Pb, Ba, Rb, Sr, Nd, Sm, Eu, Th и U (рис. 4) [10]. По данным [6] фиксируется бороносность игнимбригов при высокой дисперсии содержаний бора, достигающих 220 г/т.

В финальной фазе формирования турон-кампанской приморской серии проявился вулканизм среднего-основного состава. По данным буровых и детальных геолого-съемочных работ, выполненных в Дальнегорском районе ОАО «ГМК Дальполиметалл»

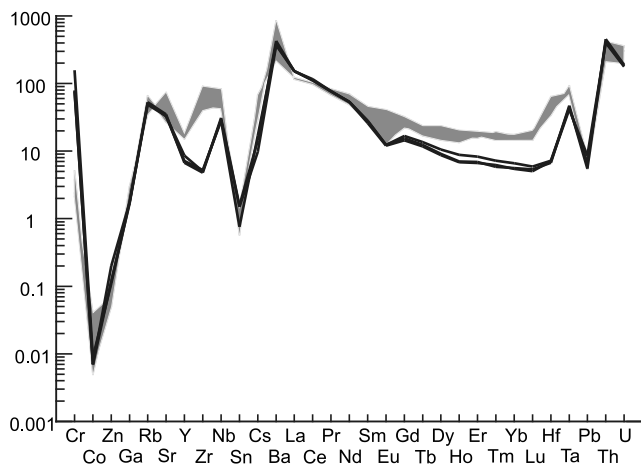


Рис. 4. Диаграмма содержаний элементов, нормированных к хондриту, в вулканических породах приморской серии (заливка) [6] и аркозовых песчаниках Таухинской аккреционной призмы (линии).

в 2007–2010 гг., в верхней части разреза серии среди туфов и кластолав риолитов присутствуют горизонты лав и туфов андезитобазальтов. На участке Трехреченском эффузивно-пирокластическая пачка вулканитов среднего-основного состава мощностью более 100 м непосредственно венчает разрез приморской серии.

С целью конкретизации петрогенетических особенностей вулканических пород приморской серии и ее бороносности было проведено изучение расплавных включений в кварце игнимбритов.

Вкрапленники кварца в игнимбритах приморского комплекса содержат многочисленные расплавные включения. Первичные включения магматического расплава представлены тремя группами (рис. 5 а–в), размер которых варьирует от 2–3 до 60 мкм. Первая группа включений содержит газ, жидкость и минеральную анизотропную фазу. Включения второй группы сложены газом, стеклом и двумя минеральными анизотропными фазами, одна из которых слабо анизотропная и имеет показатель преломления, близкий к показателю стекла. Включения третьей группы состоят из газа и стекла.

Температура гомогенизации по последнему кристаллу составляет 900–950°C. Оценки давления по соотношению составов стекол расплавных включений в кварце игнимбритов приморского комплекса с положением котектики в гаплогранитной системе, насыщенной H₂O, дали величины до 0.6–1 кбар.

Присутствующие флюидные включения имеют явно вторичную природу, как правило, приурочены к трещинам и имеют низкие концентрации раствора (4.18–0.71 мас. % экв. NaCl) при невысоких темпе-

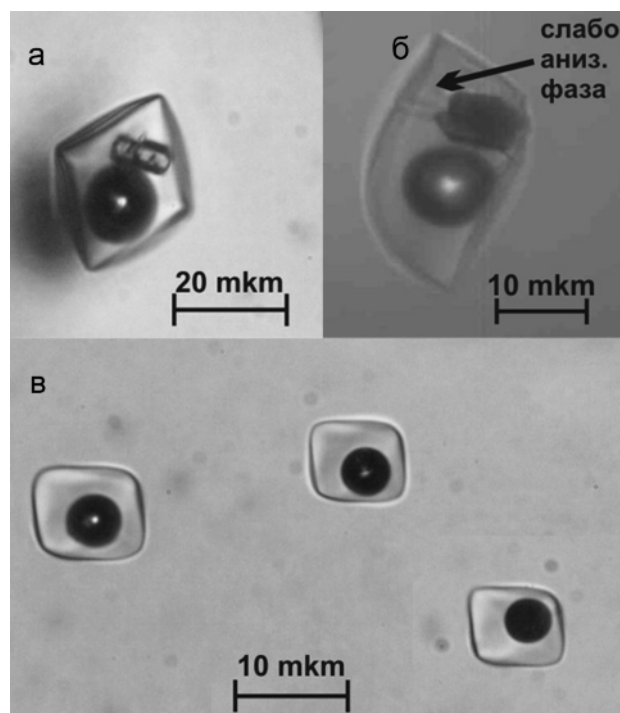


Рис. 5. Расплавные включения в кварце игнимбритов приморской серии ВСАВП.

ратурах гомогенизации (297–178°C). Включения, которые можно было бы с уверенностью считать сингенетичными с расплавными, во вкрапленниках не обнаружены.

Перед проведением высокотемпературных экспериментов с расплавными включениями был изучен химический состав их фаз. В табл. 1 приведены усредненные составы стекла и дочерних фаз в расплавных включениях в кварце игнимбритов. Стекла включений высокоглиноземистые (А/СНК ~ 1.55–1.72) и по содержанию щелочей близки к границе пород нормального и субщелочного ряда.

Анализ выведенных на поверхность включений показал преобладание среди дочерних фаз амфибола, по составу близкого к роговой обманке, в меньшей степени калиевого полевого шпата, соответствующего ортоклазу с содержанием бария от 0.83 до 7.74 мас. %. В редких случаях при электронно-микронном исследовании включений была обнаружена фаза титанита.

Присутствие воды в составе включений установлено КР-спектроскопией (рис. 6). Интенсивность характерных линий позволяет предполагать значительное содержание воды в захваченном расплаве в отдельных включениях. Газовая фаза во включениях, содержащих твердые фазы, представлена углекислотой, а в расплавных включениях без твердых фаз содержание

Таблица 1. Химический состав (в мас. %) расплавных включений в кварце игнимбритов приморского комплекса ВСАВП.

| | 1 (12) | 2 (9) | 3 (9) | 4 (6) | 5 (1) |
|--------------------------------|-----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 70.94 | 71.2 | 48.66 | 62.8 | 51.57 |
| TiO ₂ | - | - | 0.17 | 0.42 | 14.67 |
| Al ₂ O ₃ | 14.8 | 14.86 | 4.52 | 17.37 | 7.73 |
| FeO | 0.66 | 0.36 | 20.04 | 0.79 | 4.18 |
| MnO | - | - | 1.77 | - | - |
| MgO | - | - | 3.19 | - | - |
| CaO | 0.52 | - | 14.93 | 0.64 | 13.7 |
| Na ₂ O | 3.19 | 4.08 | 3.75 | 2.02 | 1.27 |
| K ₂ O | 4.92 | 5.48 | 0.48 | 10.7 | 4.07 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | - | 0.43 |
| BaO | - | - | - | 4.38 | - |
| Cl | 0.21 | 0.15 | - | - | - |
| Сумма | 95.24 | 96.13 | 97.51 | 99.12 | 97.62 |

Примечание. 1–2 состав стекла: 1 – без твердых фаз, 2 – с твердыми фазами; 3–5 – твердые фазы в расплавных включениях: 3 – роговая обманка, 4 – калиевый полевой шпат, 5 – титанит. FeO – железо общее; в скобках – число анализов; прочерк – не обнаружено. Анализы выполнены на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток).

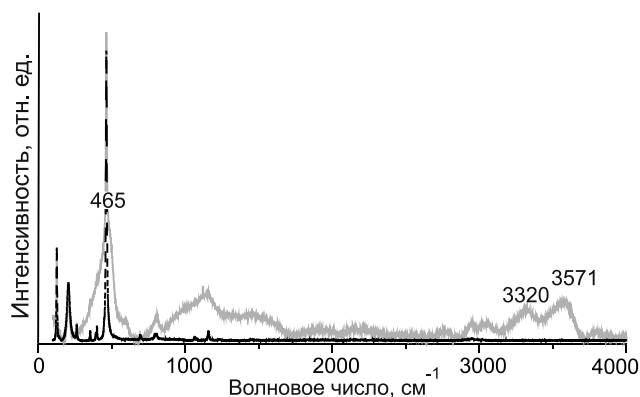


Рис. 6. КР-спектр стекла расплавного включения в кварце.

Серая линия отвечает силикатному стеклу с пиками около 465 см⁻¹ и около 3320 см⁻¹ (колебания O-H) и 3571 см⁻¹ (колебания H₂O); черная линия отвечает спектру минерала-хозяина (кварц).

газовой составляющей ниже предела обнаружения. По данным микрозондового определения состава силикатной фазы во включениях, можно предполагать, что содержание воды в расплаве в момент захвата было выше 4.0 мас. %. При этом признаки интенсивного отделения паро-флюидной фазы в процессе роста кварца свидетельствуют о пересыщении расплава водой. Ориентируясь на расчетные оценки плотности отделяющейся при температуре 550°C и давлении 100 мПа паро-флюидной фазы – около 450 кг/м³, при фиксируемом, по данным изучения включений, объеме этой

фазы от 25 до 35 % можно говорить, что расплав в зоне генерации содержал 8–10 % воды.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ БОРОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ (ДАЛЬНЕГОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Формирование бороносных гидротермальных минеральных комплексов Дальнегорского месторождения связано с двумя разобщенными во времени полными циклами развития гидротермального процесса [14, 23].

Ранние минеральные комплексы масштабно проявлены как гигантская, объемом более 1 км³, зона гроссуляр-волластонитовых скарнов, заместивших крутопадающее пластообразное тело триасовых известняков в олистостромовой толще Таухинской аккреционной призмы. Основная масса боросиликатных руд раннего этапа была образована непосредственно выше гроссуляр-волластонитовых скарнов в продвинутой к поверхности зоне палеогидротермального карста. Здесь, нарастая на стенках трубообразных протяженных полостей, последовательно формировались минеральные почки датолит-геденбергит-волластонитового состава и скопления крупнокристаллического данбурита, кварца и кальцита [16]. По данным Н.А. Носенко, зона палеогидротермальных полостей, надстраивающая по вертикали зону скарнирования, контролировалась рассекавшими тело известняков, субмеридионально ориентированными трещинными структурами.

Изотопно-геохимические исследования, выполненные авторами, показывают, что гроссуляр-волластонитовое скарнообразование было связано с потоком гидротермальных флюидов магматического происхождения. При значениях δ¹⁸O гроссуляра и волластонита +1.9±3.3 ‰ и +0.1±1.4 ‰, соответственно, рассчитанные по методике [34, 35] значения δ¹⁸O_{H2O} на стадии раннего скарнирования варьировали в интервале от +6.75 до +2.75 ‰. Значения δ¹⁸O данбурита в интервале от +2.5 до +3.2 ‰ и δ¹⁸O сменяющего его кварца от +2.2 до +4.2 ‰, а также высокая плотность рудообразующих растворов (до 26 мас. % NaCl), закапсулированных в газовой-жидких включениях в данбурите, показывают, что на рудной стадии сохраняется доминирование магматической составляющей в составе гидротерм.

Непосредственно вслед за завершением гидротермального цикла, охватившего, по нашим оценкам и данным [11], температурный интервал от 650 до 200°C, в сохранившиеся от полного минерального выполнения полости был инъецирован расплав базальтового состава, сформировавший трубообразные, веретеновидные тела с сетью окружающих их вет-

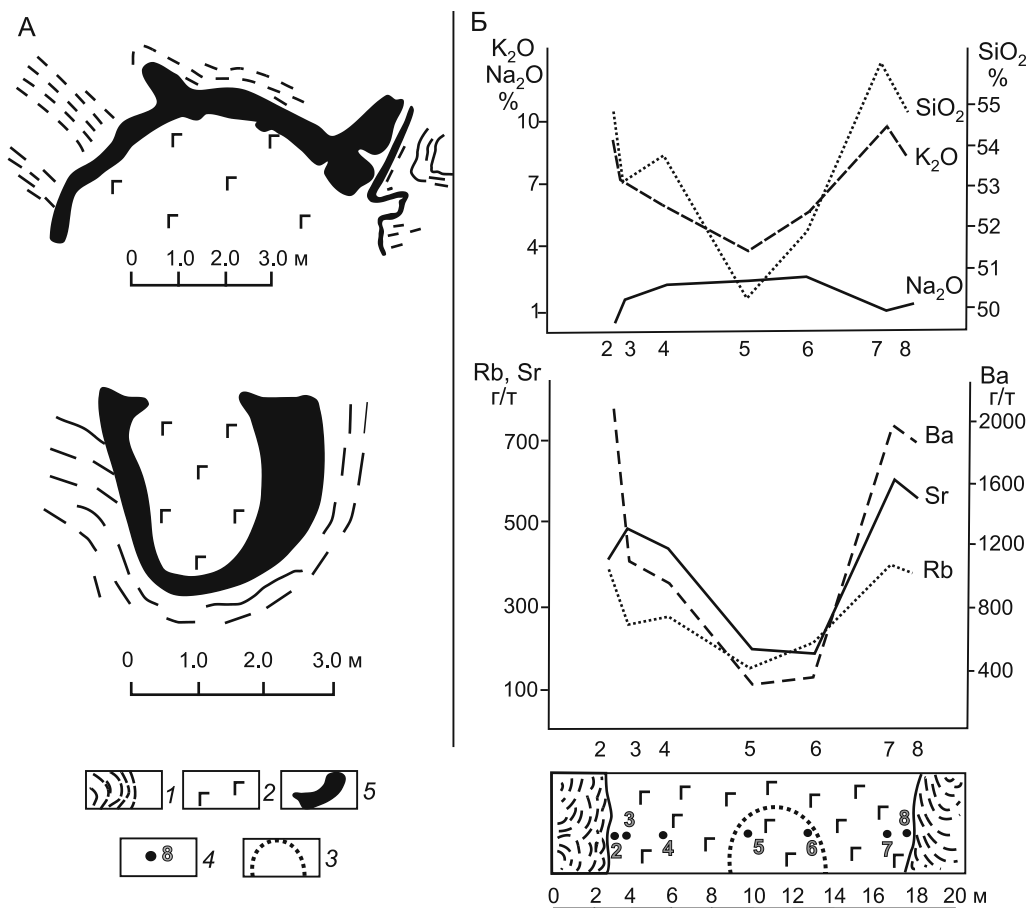


Рис. 7. А – морфология малых интрузий базальтовых порфиритов, выполняющих палеогидротермальные полости с данбурином; Б – гидротермально-метасоматическая зональность тел, сформированная в результате их скарнирования (см. табл. 3).

1 – тонкополосчатые датолит-геденбергит-волластонитовые минеральные почки, 2 – базальтовые порфириты, 3 – скопления крупнокристаллического данбурита, 4 – точки отбора проб, 5 – контур участка, где базальтовые порфириты относительно слабо переработаны.

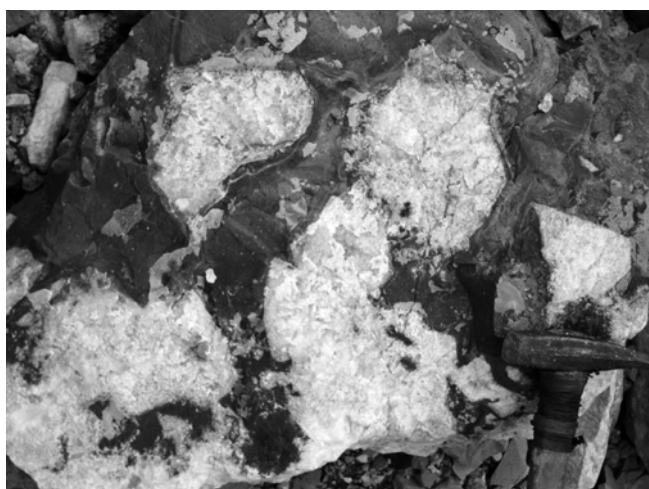


Рис. 8. Кристаллы данбурита (белое) в «магматической оправе» базальтовых порфиритов. Центральный карьер Дальнегорского месторождения, горизонт +120 м.

вещающихся тонких апофиз (рис. 7 А). Базальты секут в виде даек гроссуляр-волластонитовые скарны на глубине и в виде просечек – тонкополосчатые агрегаты минеральных почек в обрамлении полостей. Но при этом они, заполняя полость, облекают инкрустирующие стенки полости друзы данбурита, кварца и кальцита, образуя «магматическую оправу» совершенных кристаллов (рис. 8).

В ходе последующего этапа скарнирования гигантская зона поздних ильваит-андрадит-геденбергитовых скарнов северо-восточного фланга Партизанского свинцово-цинкового месторождения пространственно совместилась с зоной ранних гроссуляр-волластонитовых скарнов и зоной палеогидротермального карста с данбурином. Данбурит был полностью замещен. Как результат замещения данбурита в ходе гидротермального процесса, охватившего температурный интервал от 450 до 170°С, возникли каркас-

ные и полнотелые зональные псевдоморфозы, сложенные ортоклазом, геденбергитом, датолитом, кварцем и кальцитом [14, 23].

По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar анализа ортоклаза из ортоклаз-геденбергит-датолитовых псевдоморфоз [12], процессы позднего скарнирования и переотложения бора реализовались в позднем палеоцене (57.22 ± 0.24 млн лет).

Зеленокаменно измененные базальты из палеогидротермального карста также претерпели скарнирование и гидротермальную переработку с пятнисто-полосчатым замещением альбитизированных микролитов и основной массы породы ортоклазом. Деанортитизированный плагиоклаз вкрапленников был замещен в ходе скарнирования геденбергитом, эпидотом и ортоклазом. Интенсивный привнос кремния, калия, бария, стронция и рубидия и вынос натрия в ходе гидротермальной переработки ярко проявились в петрогеохимической зональности крупных тел (рис. 7 Б, табл. 2). Только в ядрах таких тел сохранились относительно слабо измененные базальтовые порфириды. По составу они отличаются от доминирующих в районе эоценовых базальтовых даек северо-западной ориентировки повышенной щелочностью при преобладании K_2O в составе щелочей (табл. 3), но аналогичны дайкам, внедрение которых предшествует формированию свинцово-цинковых скарновых рудных тел на Первом Советском, Садовом, Партизанском и Верхнем месторождениях Дальнегорского района [18]. Эти базальтовые дайки, так же как и тела на Дальнегорском месторождении, имеют субмеридиональную ориентировку и скарнированы в зонах их совмещения с рудными свинцово-цинковыми телами палеоценового возраста с характерным замещением плагиоклаза геденбергитом.

В исследованиях сотрудников ИГЕМ РАН в комплексе с определением кислородно-изотопного состава пород выполнено К-Аг датирование «постданбуриновых» базальтовых порфиритов. В статистически значимой выборке проб на основе установленной корреляционной зависимости значений К-Аг дат и рассчитанного по кислородно-изотопным анализам параметра S (степень гидротермальной переработки пород) показано [7], что инъектирование расплава в палеогидротермальные полости, выполненные данбурином и минеральными почками с датолитом, произошло в среднем кампане (около 78 млн лет назад). То есть формирование малых интрузий синхронизировано с финальной фазой вулканизма приморской серии.

Мобилизованный в результате замещения данбурита силикатами, кварцем и кальцитом бор был переотложен в виде скоплений датолита и аксинита в

Таблица 2. Гидротермально-метасоматическая зональность скарнированного тела базальтовых порфиритов, выполняющего палеогидротермальную полость на Дальнегорском боросиликатном месторождении.

| Компоненты | Точки отбора проб: см. рис. 7 Б | | | | | | | |
|-------------------------|---------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | |
| SiO_2 | 54.79 | 53.28 | 53.85 | 50.25 | 51.87 | 55.94 | 54.64 | |
| TiO_2 | 1.13 | 1.05 | 1.22 | 0.15 | 1.31 | 1.09 | 1.08 | |
| Al_2O_3 | 15.14 | 16.90 | 16.9 | 16.3 | 19 | 17.08 | 16.18 | |
| Fe_2O_3 | 2.52 | 0.92 | 1.63 | 2.58 | 2.87 | 1.43 | 0.47 | |
| FeO | 2.54 | 2.87 | 3.3 | 3.13 | 3.2 | 2.41 | 2.76 | |
| MnO | 0.22 | 0.1 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.25 | |
| MgO | 3.41 | 3.14 | 4.07 | 4.34 | 4.4 | 3.72 | 4.12 | |
| CaO | 9.09 | 9.68 | 6.3 | 10.8 | 5.73 | 5.38 | 8.72 | |
| Na_2O | 0.71 | 1.78 | 2.25 | 2.3 | 2.71 | 1.02 | 1.16 | |
| K_2O | 9.10 | 7.52 | 6.62 | 3.98 | 5.88 | 9.8 | 8.14 | |
| H_2O | 0.07 | 0.13 | 0.15 | 0.06 | 0.13 | 0.1 | 0.13 | |
| ппп | 1.47 | 2.23 | 2.21 | 3.37 | 2.84 | 1.78 | 1.71 | |
| P_2O_5 | 0.22 | 0.23 | 0.24 | 0.22 | 0.25 | 0.22 | 0.2 | |
| сумма | 100.41 | 99.83 | 99.86 | 99.52 | 100.26 | 100.07 | 99.56 | |
| Rb | 378 | 263 | 274 | 146 | 212 | 412 | 382 | |
| Ba | 2106 | 1132 | 944 | 296 | 380 | 1987 | 1862 | |
| Sr | 416 | 497 | 543 | 205 | 194 | 603 | 572 | |
| Zr | 68 | 78 | 76 | 74 | 89 | 87 | 74 | |
| Y | 4 | - | 6 | 14 | - | 7 | 1 | |
| Nb | 18 | 10 | 5 | 4 | 1 | 7 | 10 | |
| Nd | 51 | 31 | 23 | 10 | 13 | 49 | 40 | |
| La | 36 | 22 | 19 | 11 | 22 | 32 | 23 | |
| Ce | 33 | 28 | 28 | 27 | 28 | 29 | 35 | |
| B | 1000 | 80 | 900 | 280 | 110 | 150 | 1000 | |

Примечание. Содержания петрогенных элементов – в мас. %, других элементов – в г/т; анализы выполнены на атомно-абсорбционном спектрофотометре ИТАСНІ 180-50 и многоканальном эмиссионном спектрометре ДФС-8 в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток.

поздних геденбергитовых, андрадит-геденбергитовых скарнах, а также в виде кристаллических друз датолита, выполняющих совместно с кварцем и кальцитом палеогидротермальные полости. Минеральные агрегаты с переотложенным датолитом в поздних скарнах представляют главный промышленный интерес как боросиликатное сырье на Дальнегорском месторождении. Только на крайнем северо-восточном левобережном участке Дальнегорского боросиликатного месторождения ранние скарны оказались вне зоны интенсивной позднепалеоценовой скарново-гидротермальной переработки [9]. Здесь продукты раннего скарнирования, включая гроссуляровые скарны и жильобразные тела, сложенные крупнокристаллическим данбурином, сохранили свою индивидуальность. Тем не менее, данбурит несет отчетливые следы наложенного позднего скарнирования. При исследованиях молочно-белого данбурита на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 было установлено, что

Таблица 3. Химический состав даек и малых интрузий Дальнегорской группы месторождений.

| КОМПОНЕНТЫ | Постданбуритовые малые интрузии и дайки субмеридиональной ориентировки (средний кампан) | | | Дайки северо-западной ориентировки (ранний эоцен) | | |
|--------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------|---------------------------------------------------|----------|-------|
| | 652/5-2 | 26121 | 26120 | 26122 | 647-11-1 | 580/1 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 50.25 | 49.20 | 50.40 | 52.00 | 48.22 | 50.15 |
| TiO ₂ | 1.15 | 1.22 | 1.10 | 1.00 | 0.79 | 1.08 |
| Al ₂ O ₃ | 17.26 | 17.12 | 16.54 | 16.93 | 15.01 | 17.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.58 | 0.81 | 4.70 | 5.23 | 4.21 | 4.87 |
| FeO | 3.13 | 11.7 | 4.26 | 2.84 | 4.25 | 4.12 |
| MnO | 0.08 | 0.41 | 0.28 | 0.13 | 0.16 | 0.11 |
| MgO | 4.34 | 3.63 | 3.76 | 4.99 | 6.19 | 4.68 |
| CaO | 10.80 | 5.69 | 4.31 | 8.40 | 9.31 | 7.78 |
| Na ₂ O | 2.30 | 1.43 | 2.13 | 2.69 | 1.50 | 3.33 |
| K ₂ O | 3.98 | 3.61 | 2.94 | 1.18 | 1.00 | 0.8 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.28 | 0.31 | 0.25 | 0.17 | 0.25 |
| H ₂ O ⁻ | 0.06 | 0.29 | 0.46 | 1.20 | 0.12 | 0.04 |
| п.п.п. | 3.37 | 4.41 | 8.62 | 2.96 | 8.78 | 4.68 |
| Σ | 99.52 | 99.80 | 99.81 | 99.80 | 99.71 | 99.83 |
| Ni | 40 | 50 | 7 | 23 | 34 | 13 |
| Co | 16 | 53 | 17 | 27 | 14 | 19 |
| Cu | 10 | 152 | 15 | 18 | 18 | 20 |
| Cr | 130 | 31 | 31 | 84 | 84 | 36 |
| V | 390 | 97 | 186 | 236 | 140 | 190 |
| Sn | 6 | 5 | 10 | 3 | 2 | 1 |
| Pb | 7 | 7 | 14 | 17 | 11 | 10 |
| Zn | 6 | 197 | 88 | 77 | 87 | 91 |
| Rb | 146 | 118 | 74 | 2 | 6 | 14 |
| Ba | 296 | 897 | 875 | 582 | 338 | 279 |
| Sr | 205 | 366 | 310 | 991 | 472 | 529 |
| Zr | 74 | 120 | 130 | 109 | 78 | 104 |
| Y | 14 | 26 | 17 | - | 10 | 21 |
| Nb | 4 | 11 | 2 | 7 | 10 | 8 |
| Nd | 10 | 26 | 28 | 23 | 13 | 14 |
| La | 11 | 22 | 17 | 16 | 10 | 10 |
| Ce | 27 | 38 | 39 | 32 | 26 | 25 |
| B | 100 | 44 | 25 | 7 | 10 | 5 |

Примечание. 1 – месторождение Дальнегорское, Центральный карьер, гор. + 255 м; 2 – месторождение Верхнее, гор. + 350, штрек 2; 3 – месторождение Верхнее, гор. + 350 м, кварцлаг Порфиритовый; 4 – месторождение Верхнее, гор. 350 м, штрек IV; 5 – месторождение Дальнегорское, Западный карьер, гор. + 365 м; 6 – месторождение Партизанское, гор. + 75 м. Содержания петрогенных элементов – в мас. %, других элементов – в г/т; анализы выполнены на атомно-абсорбционном спектрофотометре НІТАСНІ 180-50 и многоканальном эмиссионном спектрометре ДФС-8 в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток.

участками брекчированные кристаллы данбурита мозаично замещаются в виде ламелей датолитом и пересекаются поздними прожилками андрадит-датолит-кварцевого состава (рис. 9). В больших кристаллах данбурита основание превращено в зернистую мас-

су. Переходы к реликтовым участкам постепенные, здесь, по данным микрозондовых наблюдений, данбурит замещен кварц-кальцитовым агрегатом. Схема пространственных соотношений продуктов раннего и позднего скарнирования в объеме Дальнегорского боросиликатного и Партизанского свинцово-цинкового месторождений приведена на рис. 10.

Изотопно-геохимическое изучение боросиликатов Дальнегорского месторождения было проведено авторами в West Coast Analytical Service (США) с использованием NBS стандарта борной кислоты SRM 951 в начале 90-тых годов [17]. Однако аналитические данные в силу недостаточной изученности этапности и стадийности формирования минеральных ассоциаций не получили тогда аргументированной геолого-генетической интерпретации. В первую очередь это коснулось минеральных ассоциаций с данбуритом, которые ошибочно рассматривались авторами в составе поздних скарнов. Их краткая характеристика, учитывающая новые данные о стадийности и этапности рудообразования, приведена в табл. 4.

Изотопный состав бора ранних минеральных ассоциаций и поздних скарнов различен. Бор данбурита ранних боросиликатных руд изотопно утяжелен относительно стандарта и при значении $\delta^{11}\text{B} = +17.7\text{‰}$ может сопоставляться с морскими эвапоритами [32].

Изотопно облегченный бор характерен для датолита и аксинита минеральных агрегатов поздних скарнов, включая зональные псевдоморфозы по данбуриту. Незначительно облегчен перекристаллизованный,

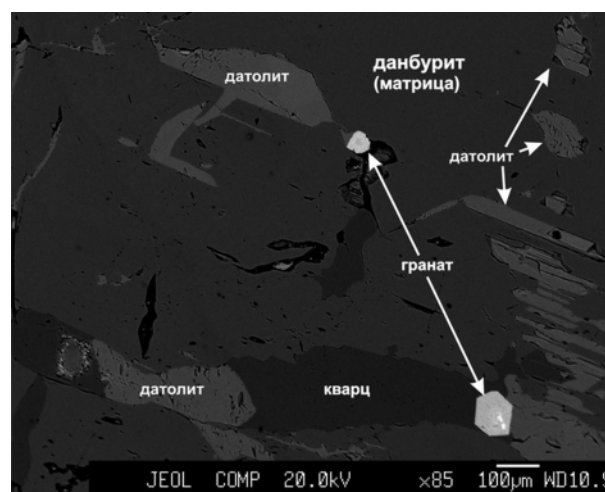


Рис. 9. Замещение раннего данбурита андрадит-кварц-датолитовым агрегатом поздних скарнов на Левобережном участке Дальнегорского месторождения.

Съемка выполнена на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (ДВГИ ДВО РАН) при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток 10 нА.

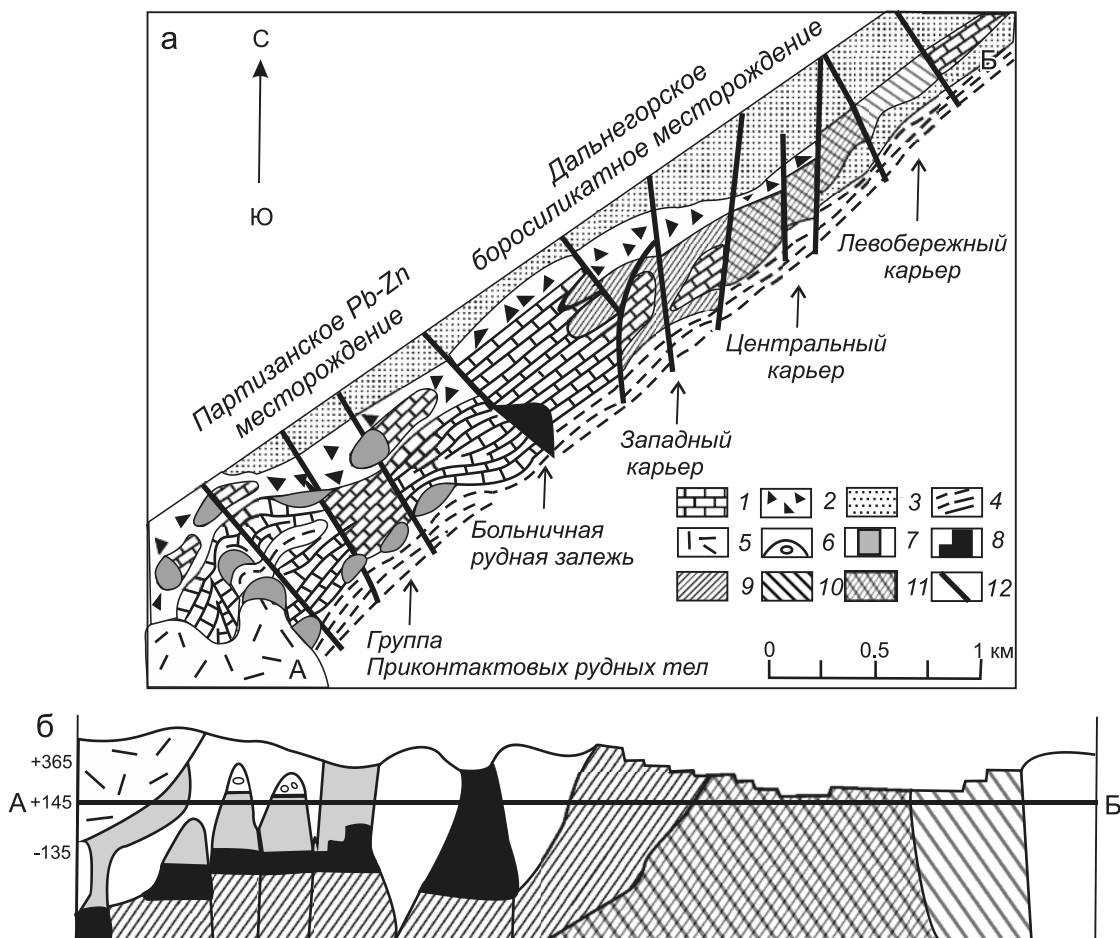


Рис. 10. Схема зональности и соотношения ранних и поздних скарновых ассоциаций на основе совмещенного генерализованного плана горизонта «+145 м» Дальнегорского боросиликатного и Партизанского Pb-Zn месторождений (а) и проекции рудных тел по линии А–Б в плоскости вертикального контакта тела триасовых известняков (б), по материалам ГХК «Бор» и ГМК «Дальполиметалл».

1 – триасовые известняки; 2 – раннемеловые микститы (осадочные брекчии известняков, кремнистых пород и песчаников); 3 – раннемеловые аркозовые песчаники матрикса аккреционной призмы; 4 – триасово-юрские кремнисто-глинистые породы; 5 – поздний мел-палеоценовые вулканиты кислого состава; 6–9 – поздние скарны и рудные тела палеоценового возраста: 6 – свинцово-цинковые руды ($Pb/Zn > 1$) в кварц-кальцитовой породе, 7 – свинцово-цинковые руды ($Pb/Zn \approx 0.8$) в геденбергитовых скарнах, 8 – существенно цинковые руды ($Pb/Zn < 0.5$) в ильваит-андрадит-геденбергитовых скарнах, 9 – безрудные ильваит-геденбергит-андрадитовые скарны корневой фации (в зоне Западного карьера с переотложенными боросиликатными рудами); 10 – ранние гроссуляр-волластонитовые скарны кампанского возраста с данбуритом; 11 – зона совмещения ранних гроссуляр-волластонитовых скарнов и поздних ильваит-геденбергит-андрадитовых скарнов корневой фации (зона реювенации боросиликатных руд); 12 – малоамплитудные сбросы.

но сохранивший минеральную индивидуальность датолит ранних тонкополосчатых минеральных агрегатов, при значении $\delta^{11}B$ около -9.6% . Но величины $\delta^{11}B$ новообразованного датолита и аксинита, включая зональные псевдоморфозы по данбуриту, значительно ниже и варьируют от -14.7 до -18.7% . Аномально облегченный бор ($\delta^{11}B = -28.7\%$) присутствует в составе датолита друзовых агрегатов, сформированных в самых поздних полостях в ассоциации с поздним низкотемпературным кальцитом и кварцем.

Наблюдаемый широкий диапазон вариаций изотопного состава бора в поздних минеральных ас-

социациях боросиликатов Главной рудной залежи обусловлен, как нам представляется, фракционированием изотопов бора в процессах мобилизации бора флюидами и последующего переотложения в форме новообразованного аксинита и датолита. Согласно имеющимся оценкам [29], для гидротермальных условий в интервале температур $150\text{--}250^\circ\text{C}$ изотопное облегчение бора датолита относительно раствора, участвующего в процессе реювенации борного оруденения, может превышать 20% . То есть, применительно к боросиликатным рудам Дальнегорского района можно предполагать, что аномально низкие значения

Таблица 4. Изотопный состав бора боросиликатов Дальнегорского месторождения.

| № п/п | № обр. | Минерал | Месторождение, участок (зона), минеральная ассоциация | $^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$ | $\delta^{11}\text{B}$ |
|-------|---------|----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| 1 | 599-13 | Данбурит | Дальнегорское, Левобережный, реликтовая зона гроссуляр-волластонитовых скарнов раннего этапа. | 4.1152 | +17.7 |
| 2 | 621-2-1 | Датолит | Дальнегорское, Центральный, минеральная почка волластонит-ферросилит-геденбергит-датолитового состава, зона регенерации боросиликатов (зона совмещения скарнов раннего и позднего этапов). Датолит перекристаллизован. | 4.0048 | -9.6 |
| 3 | 641-1 | Датолит | Дальнегорское, Центральный, кварц-датолитовая псевдоморфоза кристалла раннего данбурита, зона регенерации боросиликатов (зона совмещения скарнов раннего и позднего этапов). | 3.9841 | -14.7 |
| 4 | 641-12 | Датолит | Дальнегорское, Центральный, аксинит-датолитовая псевдоморфоза кристалла раннего данбурита, зона регенерации боросиликатов (зона совмещения скарнов раннего и позднего этапов). | 3.9809 | -15.5 |
| 5 | 621-2-2 | Датолит | Дальнегорское, Центральный, датолит-кварцевый прожилок, пересекающий тонкополосчатую минеральную почку раннего этапа, зона регенерации (зона совмещения скарнов раннего и позднего этапов). | 3.9825 | -15.1 |
| 6 | 641-7 | Аксинит | Дальнегорское, Центральный, геденбергит-андрадит-аксинитовый скарн позднего этапа, зона регенерации боросиликатов (зона совмещения скарнов раннего и позднего этапов). | 3.9683 | -18.7 |
| 7 | РН-20 | Датолит | Дальнегорское, Западный, друзы датолита в палеогидротермальных полостях, зона переотложения боросиликатов в ассоциации со скарнами позднего этапа. | 3.9277 | -28.7 |

Примечание. Анализы выполнены на ICPM в West Coast Analytical Service (США); при анализе и расчете значений $\delta^{11}\text{B}$ использовался стандарт NIST SRM (951) – борная кислота с отношением $^{10}\text{B}/^{11}\text{B} = 0.2473$.

$\delta^{11}\text{B}$ для поздней минеральной ассоциации являются следствием фракционирования изотопов бора в результате реэволюции: перехода бора во флюид в процессе замещения данбурита минералами поздних скарнов и его повторного отложения в форме датолита и аксинита при стадийном снижении температуры и увеличении соотношения вода/порода.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные обобщения литературных данных, ревизия ранее проведенных работ и новые минералого- и изотопно-геохимические исследования определенно показывают, что геохимическая история бора вплетается в историю формирования и преобразования Таухинского террейна Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Геохимическая эволюция бора проявлена в виде последовательно связанных циклов. Наличие геохимических реперов восстанавливает геологические события от финальных, связанных собственно с рудообразованием, к ранним, стартовым.

Оставляя за рамками рассмотрения процессы позднего палеоценового скарнообразования и пере-

отложения боросиликатных руд, обратимся к базовой для геохимических модельных построений характеристике ранних данбуритовых руд. В перечне особенностей их состава и условий образования наиболее существенно следующее. Во-первых, это утяжеленный изотопный состав бора данбуритовых руд ($\delta^{11}\text{B} = +17.7\%$), отвечающий в общем плане седиментогенному источнику. И, во-вторых, предполагаемая, по данным изучения изотопного состава кислорода минералов ранних скарнов, магматогенная природа гидротерм при значениях $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от +6.75 до +2.75 ‰. Такое сочетание – достаточное основание предполагать, что источником бороносных скарнообразующих растворов выступили магматические очаги, сформированные в результате частичного плавления пород седиментогенного, обогащенного бором геохимического резервуара. Существенно и время проявления гидротермального процесса. По данным датирования постданбуритовых малых интрузий базальтового состава [7], процесс формирования ранних боросиликатных руд завершился в среднем кампане. Это определенно указывает на синхронизацию рудообразования с финальной раз-

грузкой магматических очагов, породивших гигантскую толщу игнимбригов и туфов риолитового состава турон-кампанского возраста.

Выполненный комплекс исследований условий генерации приморских игнимбригов поддерживает это предположение, свидетельствуя, что для породивших их магматических расплавов характерен высокий уровень флюидо- и боронасыщенности. В то же время, отчетливые признаки гетерогенизации расплава указывают на бурное отделение флюидов от активно продвигающегося к поверхности расплава, когда в результате катастрофических ареальных извержений флюидная, обогащенная бором составляющая рассеивается. Можно предполагать, что только в условиях снижения эксплозивной активности формируются промежуточные вулканические очаги, где в финале процесса флюидно-магматической дифференциации накапливается бороносная флюидная составляющая. Такие условия возникают в кампанское время, когда трещинные ареальные игнимбриговые извержения сменяются вулканами центрального типа с характерными признаками постмагматического гидротермального процесса в виде тел интенсивно турмалинизированных эруптивных брекчий в жерловинах.

В цепи событий, реализованных в итоге как формирование данбуритовых руд, появление в турон-кампанское время гигантских по объему магм анатектического происхождения приморского комплекса вполне закономерно. По данным [4, 27], сформированная в результате финальной складчатости в раннем сеномане новообразованная литосфера, включая Таухинский террейн, была сложена до глубин порядка 30 км преимущественно раннемеловыми, не прошедшими литификацию осадочными толщами. Сохранившаяся в раннесенонское время высокая пластичность и водонасыщенность осадочных толщ, преобладающий аркозовый состав кластики флишоидов, близкий к гранитной эвтектике, определили специфику формирования постаккреционного ВСАВП, когда на глубине 20–25 км создавались условия, достаточные для анатектической переработки осадочных пород.

По данным [20], на профиле ГСЗ Спасск-Дальний – Тадуши – Японское море в прибрежной части Сихотэ-Алиня в корневой зоне ВСАВП в интервале глубин 5–25 км фиксируется низкоградиентная зона пониженных скоростей. Указанная зона интерпретируется как область разуплотнения, сформированная в результате переплавления осадочных пород.

Следуя указанным модельным построениям, можно предполагать, что бороносность риолитов приморской серии унаследована от вовлеченных в процесс анатексиса раннемеловых флишоидов Таухин-

ской призмы, обогащенных обломочным турмалином. Если допустить, и не без оснований, что указанный турмалин поступал в осадки за счет эрозии докембрийских толщ турмалинитов Сино-Корейского щита [28] с характерными для морских эвапоритов бороизотопными метками ($\delta^{11}\text{B} = +4.5 \div +12.4 \text{‰}$), утяжеленный изотопный состав бора скарного данбурита, в значении, характерном исключительно для морских эвапоритов ($\delta^{11}\text{B} = +17.7 \text{‰}$), не выглядит нонсенсом.

Но интерпретируя это значение, необходимо, конечно, учитывать процессы изотопного фракционирования бора в системе расплав–отделяющийся флюид. По экспериментальным данным [29], в условиях дегазации расплава гранитного состава в интервале температур 650–550°C отделяющаяся паро-флюидная фаза на 10–12 % обогащена ^{11}B относительно магматического расплава. Это может обеспечить аномальную обогащенность бороносного флюида тяжелым изотопом бора. Вполне очевидно при этом, что в гидротермальном процессе в системе «раствор–кристаллизующая фаза» фракционирование бора имеет обратную направленность: боросиликаты обогащаются уже легким изотопом ^{10}B относительно раствора. Но отсутствие экспериментальных данных в системе «раствор–данбурит» не дает оснований для корректной оценки изотопного состава бора в бороносном гидротермальном растворе. В силу этого вывод о седиментогенной, эвапоритовой природе бора ранних скарнов вполне оправдан как предварительный, требующий дальнейшего обоснования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В общей эволюционной модели геохимические циклы бора выстраиваются в виде последовательных событий, реализованных в итоге как мезозойское репродуцирование раннепротерозойской минерагении бора Сино-Корейского щита в процессе формирования Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Первичное накопление бора связано с раннепротерозойским осадконакоплением в рифтогенных зонах Сино-Корейского кратона, где формировались толщи с участием морских эвапоритов. Бороносные отложения преобразуются в условиях раннепротерозойского метаморфизма в толщи турмалинитов турмалиносодержащих гнейсов и лептитов. В мезозое раннепротерозойский метаморфический комплекс пород Сино-Корейского кратона и продукты его фанерозойской флюидно-магматической переработки интенсивно эродируются. Продукты их разрушения, обогащенные кластогенным турмалином с характерными для эвапоритов значениями $\delta^{11}\text{B}$, выносятся речными

потоками в окраинное море, где формируется ранне-меловая аккреционная призма, унаследованно обогащенная бором. В апте-альбе аккреционная призма транслируется океанической плитой вдоль края материка, формируется Таухинский террейн – складчатый блок, до глубины 30 км сложенный осадочными породами при доминирующей роли бороносных ранне-меловых флишоидов. В турон-кампанское время в связи с формированием постааккреционного ВСАВП, перекрывающего террейны, осадочные комплексы основания Таухинской призмы вовлекаются в процесс анатектического плавления. Потоки унаследованно обогащенных бором и кремнекислотой флюидонасыщенных расплавов анатектического происхождения перемещаются к палеоповерхности и разгружаются в виде катастрофических трещинных извержений глобального масштаба. В кампане интенсивность вулканизма снижается, возникают локальные центры вулканизма кальдерного типа. В условиях близповерхностных промежуточных вулканических очагов реализуется флюидно-магматическая дифференциация расплава: отделение и накопление флюида, обогащенного кремнекислотой и бором. На субвулканическом уровне восходящий флюидный поток взаимодействует с известняками ранне-меловой олистостромовой толщи, формируются гроссуляр-волластонитовые скарны и ассоциированные с ними скопления данбурита.

Промежуточный вулканический очаг объемом 10^2 км³, в модельных построениях, при содержаниях в расплаве 150 г/т бора, общем литостатическом давлении около 100 мПа и соответствующем давлению коэффициенте перераспределения бора в пользу паро-газовой фазы на уровне 2.0 [29] обеспечивает отделение флюида, содержащего соизмеримое запасам крупного месторождения количество бора. В пересчете на В₂О₃ – более 50 млн тонн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
2. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
3. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 252 с.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L – XXXIV, XXXV (Дальнегорск). СПб.: Изд-во СПб. картогр. ф-ки ВСЕГЕИ, 2006. 135 с.
6. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты поздне-мелового и палеогенового иignéбритового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 41–57.
7. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеев А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53, № 1. С. 65–82.
8. Канищева Л.И. Геология оловорудных месторождений турмалинового типа Приморья. М.: Наука, 1977. 94 с.
9. Карась О.А., Раткин В.В. Дальнегорское скарновое месторождение: этапность и источники вещества боросиликатных руд // Докл. РАН. 2014. Т. 455, № 4. С. 444–447.
10. Карась О.А., Раткин В.В. Природа бороносных магматических комплексов ВСАВП: геохимические данные и расплавные включения // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всерос. конф. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2014. С. 322–324.
11. Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 276 с.
12. Лейер П., Раткин В.В. Первое прямое ⁴⁰Ar-³⁹Ar определение возраста скарнов Дальнегорского рудного района на юге Дальнего Востока России // Докл. РАН 1997. Т. 352, № 2. С. 222–225.
13. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 127 с.
14. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенцев П.И., Полохов В.П., Пустов Ю.К. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 178–182.
15. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Кузнецов Д.Н., Король Р.В. Олово-цинковое оруденение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32, № 2. С. 68–77.
16. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения // Тихоокеан. геология. 1993. Т. 12, № 1. С. 97–108.
17. Раткин В.В., Ватсон Т.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. 1993. Т. 12, № 6. С. 95–102.
18. Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1995. 363 с.
19. Раткин В.В., Гвоздев В.И., Карась О.А. Бор-полиметаллическая металлогения северной и северо-восточной части Сино-Корейского кратона // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 66–76.
20. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 15. № 1. С. 33–44.
21. Ростовский Ф.И., Хетчиков Л.Н. Рифтогенез и регенерация рудных компонентов в процессе формирования сульфидно-касситеритового оруденения Сихотэ-Алиня // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 113–123.

22. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
23. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение. М.: Наука, 2008. 158 с.
24. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
25. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
26. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной континентальной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
27. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
28. Bin C., Xuelong Y. Chemical and boron isotopic composition of tourmalines from the Houxianyu borate deposits in the Liaoji paleoproterozoic fold belt (NE China): implications for cycling of boron in subduction zone and origin of borate deposit // GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia, 2014. Paper N. 201-2.
29. Hervig R. L., Moor G. M., Williams L.B. et. al. Isotopic and elemental partitioning of boron between hydrous fluid and silica melt // Amer. Miner. 2002. V. 87. P. 769–774.
30. Kim J., Yi K., Jeong Y.-J., Cheong C.-S. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic high-K granitoids in the central Korean peninsula // Gondwana Res. 2011. V. 20, Iss. 2–3. P. 608–620.
31. Parfenov L.M., Nokleberg W. J., Berzin N.A. et. al. Tectonic and metallogenic model for Northeast Asia // U.S. Geol. Survey Open-File Report 2011-1026, 2011. CD-ROM.
32. Swihart G.H., Moor P.B., Callis E.L. Boron isotope composition of marine and nonmarine evaporitic borates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1297–1301.
33. Xu H., Peng Q., Palmer M.R. Origin of tourmaline – rich rocks in a Proterozoic terrane (N.E. China): Evidence for evaporate-derived boron // Geology in China. 2004. V. 31, N 3. P. 240–253.
34. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 1079–1091.
35. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in the hydroxyl-bearing silicates // Earth & Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120, N 1. P. 247–263.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.V. Ratkin, O.A. Karas, V.V. Golozubov

Genesis of the Taukha metallogenic zone boron presence, Sikhote-Alin, and boron sources in the process of the Dalnegorsk boron deposit

It is shown that borosilicate skarn deposits in the Taukha metallogenic zone complete a number of successive stages of the Taukha terrane formation and transformation. The Early Cretaceous sedimentary stage including accumulation of the sedimentary rock strata, enriched in detrital tourmaline, was realized in the marginal sea basin of the Paleo-Pacific Sino-Korean segment. In the Turonian-Campanian time, fold boron-bearing strata of the accretionary prism participate in the anatexis processes resulted in the formation of silicic boron-bearing S-type meltings. The magmatic foci discharge occurred in the course of catastrophic volcanic eruptions. At the close of volcanism, during the Middle Campanian, a fluid flow results from fluid-magmatic differentiation of melting in the residual foci. During the infiltration interaction of the inherited boron-enriched fluids with limestones of the olistostrome strata a giant zone of grossularite-wollastonite skarns and danburite mineralization has been produced. The boron occurrence in the Taukha B-Pb-Zn metallogenic zone seems to be the reproduction of ancient pre-Cambrian boron minerageny on the Eurasia eastern margin which was realized through recycling of the continental crust in the Late Mesozoic.

Key words: geodynamics, accretionary prism, boron minerageny, isotope composition of boron, danburite, evaporite, Sino-Korean Shield, Sikhote-Alin.