

ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ МАССИВЫ ОФИОЛИТОВ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО РЕГИОНА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛИ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ

© 2010 г. С. А. Паланджян

Геологический институт РАН
109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: suren@ginras.ru

Поступила в редакцию 18.01.2010 г.

Массивы лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов локализованы в трех террейнах Анадырско-Коряцкого орогена, расположенного в северо-западном сегменте Тихоокеанского складчатого пояса. От внутренних (относительно края континента) зон к внешним наблюдается омоложение офиолитов с лерцолитовым мантийным комплексом. Массивы Усть-Бельский (площадью около 700 км²) и Эльденыр (45 км²) интерпретированы как фрагменты ранне-среднепалеозойской (досреднедевонской) океанической литосферы, генерированной на начальной стадии развития энсиалического бассейна. Небольшой массив Гребень рассматривается как фрагмент литосферы юрского окраинного бассейна. Оба эти террейна включены в допозднеальбский аккреционный комплекс. Террейн Тамватней, площадью более 250 км², аккрецирован в предпалеоценовое время. Предполагается, что лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты Тамватнея являются фрагментом литосферы новообразованного (относительно окружающих островодужных террейнов) бассейна пулл-апарт, генерированного в позднем неокоме-апте при расколе островной дуги юры-неокома.

Ключевые слова: *офиолиты, лерцолиты, гарцбургиты, геодинамические обстановки, Анадырско-Корякский регион.*

ВВЕДЕНИЕ

Остаточные (реститовые) лерцолиты привлекают внимание исследователей как породы, в определенной степени приближающиеся к составу примитивной мантии [8, 27]. Наиболее представительные комплексы перидотитов четырехфазного парагенезиса (Ol + Opx + Crx + Spl) – **шпинелевых лерцолитов** и диопсидовых гарцбургитов – обнажены в массивах ультрамафитов складчатых поясов (альпино-типных), изучение которых позволяет в некоторых случаях реконструировать условия петрогенезиса и геодинамические обстановки формирования пород верхней мантии континентальной и океанической литосферы. Уже к началу 70-х годов стала очевидной геодинамическая обусловленность гетерогенности альпинотипных перидотитов. Вначале массивы Западного Средиземноморья были подразделены на лерцолитовые, ассоциирующие с гранулитами и представляющие верхнюю мантию континентальной литосферы (массивы “корневой зоны” или орогенные), и гарцбургитовые – подстилающие океаническую кору геологического прошлого в офиолитовых ассоциациях [41]. Однако затем было установлено, что: 1) офиолиты чаще всего представляют собой фрагменты литосферы океанического типа, но формировавшейся в окраинных бассейнах и в супрасубдукционной обстановке [31, 47], т.е. в структу-

рах растяжения в пространстве подвижных поясов, и 2) что в некоторых офиолитах развиты достаточно крупные лерцолитовые комплексы [29]. Таким образом, было показано, что среди перидотитовых массивов складчатых поясов, наряду с лерцолитовыми телами “орогенных массивов” или массивов “корневой зоны” (фрагментами субконтинентальной литосферы), определенное развитие имеют мантийные комплексы лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов древней литосферы океанического типа, формировавшейся как в океанических бассейнах геологического прошлого, так и в пределах активных окраин.

Продолжает оставаться актуальной задача реконструкции геодинамических обстановок генерации относительно редко встречающихся офиолитов с существенно лерцолитовым мантийным фундаментом, определения места (в пространстве и во времени) этой специфической литосферы океанического типа в тектоническом развитии подвижных поясов. В составе двух главных типов офиолитов, выделенных Э. Мурзом [40] на основании реконструкции механизма их внедрения (инкорпорации в континентальную окраину), – Тетического и Кордильерского – лерцолиты развиты неодинаково. В мощных разрезах офиолитов Тетического типа, обдуцированных на пассивные окраины континентов или микроконтинентов (Периаравийский пояс, Аппалачи, Западный Урал, Папуа-Новая Гвинея), лерцолиты отсут-

ствуют или их роль весьма ограничена; так, в гарбуритовых комплексах Бей оф Айлендз и Семайл лерцолиты спорадически развиты лишь в самых нижних (глубоких) горизонтах. В террейнах аккреционных орогенов Тихоокеанского складчатого пояса, включающих офиолиты Кордильерского типа, также существенно преобладают гарцбургиты [36], однако известны и массивы с заметным развитием или даже преобладанием лерцолитов (например, крупный массив ордовикских офиолитов Тринити в Калифорнии, массивы Хороман в Японии, Тиебаги в Новой Каледонии). Таких массивов в целом немного, и тем больший интерес представляют данные об их строении, составе пород, тектонической позиции, которые могли бы быть использованы при реконструкции обстановок генерации слабо истощенной литосферы океанического типа на разных этапах развития подвижных поясов.

Одним из немногих участков Тихоокеанского складчатого пояса, где лерцолитовые парагенезисы мантийного комплекса представлены в разновозрастных офиолитах и где некоторые (в том числе наиболее крупные) перидотитовые массивы имеют лерцолитовый состав, является Анадырско-Корякский регион [44]. Различная позиция перидотитов лерцолитового парагенезиса в тектонической зональности региона, разнообразие геологического строения массивов, вариации состава перидотитов и других пород офиолитовых ассоциаций свидетельствуют о неодинаковых палеогеодинамических обстановках формирования относительно слабо истощенной литосферы океанического типа в пределах активной окраины, ограничивавшей северо-западный край Пацифики в течение всего фанерозоя.

В настоящей статье систематизированы данные по геологическому строению и тектонической позиции лерцолитовых массивов в трех разновозрастных террейнах аккреционного орогена Анадырско-Корякского региона, приведена сравнительная характеристика некоторых петро- и геохимических особенностей перидотитов (лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов). На основании этих данных сделана попытка интерпретации геодинамических обстановок генерации офиолитовых последовательностей лерцолитового типа, размещенных в различных тектонических структурах аккреционного орогена и различающихся особенностями геологического строения и состава ассоциирующих комплексов.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геолого-петрографические исследования

Перидотиты Анадырско-Корякского региона изучались неоднократно, однако в ранних обзорных

публикациях преобладание лерцолитов отмечалось лишь для массива Тамватней [5, 14]. Выполненные в 70-е годы геолого-съемочные и тематические исследования позволили установить широкое развитие лерцолитов также в массивах Эльденыр и Усть-Бельском¹; лерцолитовый состав пород массива Гребень установлен лишь в 90-е годы [30].

Большой объем данных по составу минералов перидотитов был накоплен в 80-е годы Г.Г. Дмитренко. Автор настоящей статьи изучал указанные массивы в течение семи полевых сезонов в 1976–2007 годах. Наши исследования сопровождались составлением геологических карт, изучением петрографических особенностей, химического состава пород и минералов, рудопроявлений хромитов и минералов группы платины [7]. Геологические карты изученных массивов, петрографическое описание пород, таблицы микронзондовых определений состава минералов приведены в работах [3, 6, 7, 9, 19, 45, 51].

Аналитические данные

Для настоящего исследования была составлена выборка микронзондовых анализов сосуществующих минералов из 110 проб лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов², примерно такого же количества анализов валовых пород на главные элементы. В подавляющем большинстве случаев характеристики состава минерала представляют собой средние данные по двум и более (до 10) анализам индивидуальных зерен. Большая часть определений состава минералов выполнена по цементно-полированным шлифам зерен, выделенных из протолочных проб; часть анализов сделана по прозрачно-полированным шлифам. Основной объем анализов минералов выполнен в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на микроанализаторе “Камебакс”, аналитики Е.М. Горячева и Г.А. Меркулов; некоторые анализы минералов лерцолитов массива Эльденыр выполнены во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) Э.А. Багдасаровым на микроанализаторе “Камека Ms-46”. Данные по составам минералов перидотитов массивов Эльденыр и Тамватней опубликованы в [7], более обширный массив данных приведен в [6].

Определения редких и редкоземельных элементов в перидотитах выполнены в ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS аналитиком Д.З. Журавлевым. Валовой состав проб перидотитов определялся рентгено-спектральным анализом в СВКНИИ ДВО РАН под руководством В.Я. Борходоева и хи-

¹ Неопубликованные данные Т.А. Смирновой, В.Е. Стерлиговой, В.И. Силкина.

² В выборку включены данные из работ [7, 3], а также неопубликованные анализы коллекций образцов Г.Г. Дмитренко, С.А. Паланджяна и нескольких проб, предоставленных Л.Д. Лавровой и Г.Е. Некрасовым.

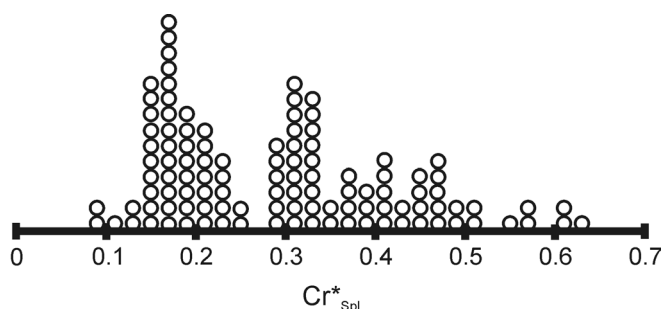


Рис. 1. Распределение величин Cr^*_{Spl} в лерцолитах и гарцбургитах Усть-Бельского, Поворотненского и Тамватнейского террейнов (110 образцов).

мическим методом в ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова.

Номенклатура перидотитов

Разделение лерцолитов и гарцбургитов представляет собой непростую задачу, не имеющую однозначного решения при использовании петрографических методов. Разнообразие предложенных различными авторами критериев разграничения (количество диопсида в 5% и в 10% от суммы минералов; в одну треть и в одну десятую от общего количества пироксенов; по нормативному диопсиду и (или) плагиоклазу; по величине хромистости акцессорной шпинели в 30%, и т.д.) отражает субъективность подходов. Наличие в нашем распоряжении большой ($n = 110$) выборки микрозондовых анализов акцессорных хромшпинелидов позволило изучить статистическую картину распределения величин Cr^*_{Spl} (рис. 1) и однозначно определить в качестве границы лерцолит–гарцбургит величину указанного параметра в 0.25–0.26. Перидотиты с величиной Cr^*_{Spl} 0.28–0.5 (последняя цифра соответствует принятой границе между хромистой шпинелью и алюминиевым хромитом [26]) отнесены к шпинелевым, или диопсидовым гарцбургитам, содержащим до 5% модального диопсида, т.е. породам лерцолитового парагенезиса, всегда ассоциирующим с тем или иным количеством лерцолитов.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ

Анадырско-Корякский регион расположен на Северо-Востоке Азии, где край Сибирской платформы последовательно наращивается все более молодыми складчатыми системами Тихоокеанского пояса [13, 19, 22]. Окаймляющие кратон мезозоидами Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей, включающие крупные блоки докембрийской континентальной коры, сменяются к востоку (к современному Тихому океану) поздними

мезозоидами Западно-Корякской области (завершение аккреции в раннем альбе) и затем кайнозоидами Корякско-Камчатской области (рис. 2).

Согласно терминологии, использованной в [19], Западно-Корякская область сложена двумя складчатыми системами: Кони-Тайгоносской (Кони-Тайгоносская и Удско-Мургалльская островные дуги позднего палеозоя–поздней юры) и Пенжинско-Анадырской, включающей фрагменты их сложно построенного преддужья, преддугового бассейна и аккреционной призмы. Эти структуры сменяются ранними кайнозоидами Корякской складчатой системы (предпалеоценовая аккреция); внешнюю (относительно края континента) тектоническую зону образуют комплексы Камчатской (Олюторско-Камчатской) системы (аккреция в среднем эоцене и в миоцене).

Офиолиты Анадырско-Корякского региона включены в покровно-складчатые структуры Пенжинско-Анадырской и Корякской систем. *Пенжинско-Анадырская система* образована двумя тектоническими зонами (составными террейнами) – Ганычалан–Усть-Бельской и Таловской. Ганычалан–Усть-Бельская зона вмещает наиболее древние (поздний венд–ранний-средний(?) палеозой) офиолиты региона [9, 10]. На юго-западе зоны (Ганычаланский террейн в Пенжинском хребте) установлены метаофиолиты венда–раннего кембрия. Северо-западным элементом зоны является Усть-Бельский террейн в правобережье р. Анадырь, в строении которого главную роль играют досреднедевонские офиолиты, перидотитовый комплекс которых сложен лерцолитами и шпинелевыми гарцбургитами. В пределах Таловской зоны офиолиты раннего–среднего мезозоя (до валанжина) включены в Кулюльский террейн. В Пенжинском хребте и на полуострове Елистратова (Прибрежный пояс Тайгоноса), где обнажены наиболее крупные выходы офиолитов Кулюльского террейна, перидотиты представлены гарцбургитовым типом, в этих массивах комплекс реститов включает как хромитовые (супрасубдукционные), так и шпинелевые гарцбургиты [11]. В крайних на юго-западе выходах офиолитов Прибрежного пояса Тайгоноса, на мысе Поворотном, в пакете тектонических пластин перидотиты указанного выше состава сочетаются с лерцолитовым массивом Гребень. Таким образом, в целом, среди перидотитов Пенжинско-Анадырской складчатой системы заметную роль играют лерцолиты и шпинелевые гарцбургиты.

Комплексы *Корякской складчатой системы* тектонически подстилают структуры Пенжинско-Анадырской системы, они образованы пакетом тектонических покровов – террейнов энзиматических дуг, аккреционного клина, турбидитов и бассейновых отложений, возраст которых варьирует от позднего палеозоя до позднего мела включительно [13, 15, 19, 42]. В пределах Корякской системы офиолиты играют боль-

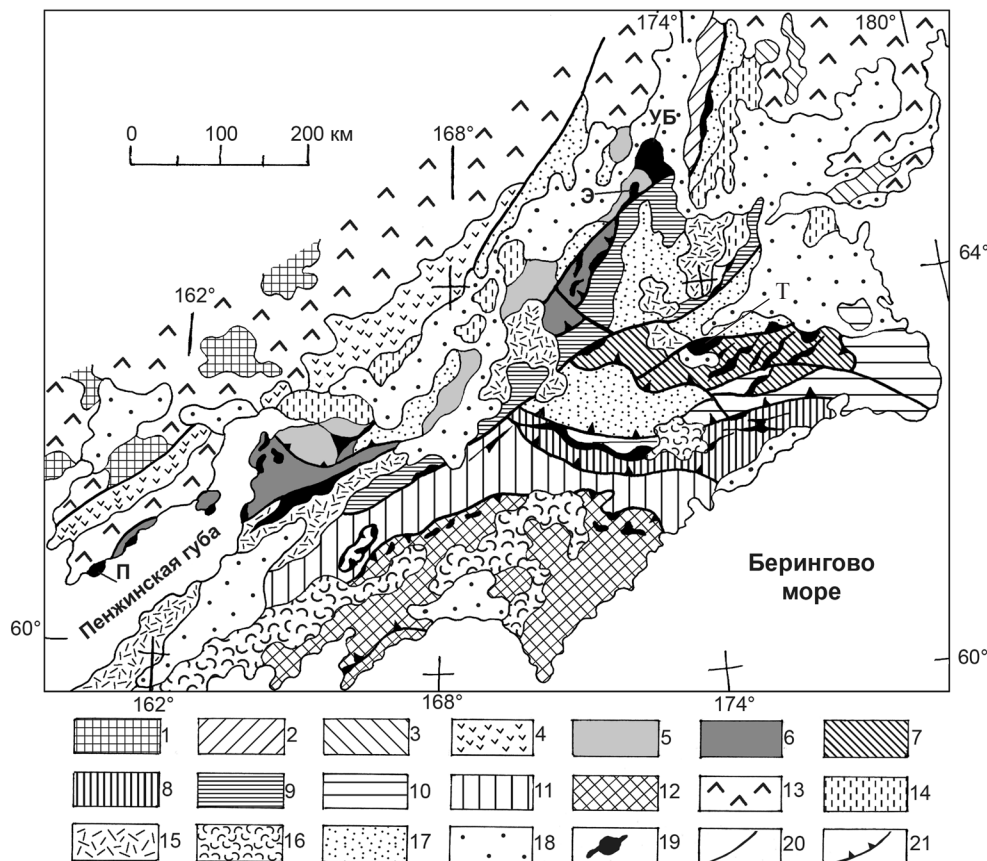


Рис. 2. Схема террейнов Анадырско-Корякского региона, по данным W.J. Nokleberg et al. [42], С.Д. Соколова и С.Г. Бялобжецкого [21], с изменениями.

Верхояно-Колымская складчатая область: 1 – кратонные террейны (Омолонский, Авековский). *Чукотская складчатая область:* 2 – террейны энсиалических островных дуг PZ_3-K_1nc , 3 – террейны метаморфизованной пассивной окраины. *Западно-Корякская складчатая область:* 4 – Кони-Тайгоноская складчатая система, террейны островных дуг PZ_3-MZ_1 и J_2-K_1 ; 5, 6 – Пенжинско-Анадырская складчатая система, составные террейны аккреционного клина и преддужья: 5 – Ганычалан-Усть-Бельский, $O-K_1$; 6 – Таловский, PZ_3-K_1 . *Корякско-Камчатская складчатая область:* 7–11 – Корякская складчатая система: 7, 8 – террейны аккреционного клина: 7 – Майницкий, PZ_3-K_1h , 8 – Эконайский, $C-J_1$ и Янранайский, J_3-K_2m ; 9 – Алганский террейн задугового бассейна, J_2-K_1h ; 10, 11 – турбидитовые террейны: 10 – Алякватваамский, J_3-Pg_1 , 11 – Центрально-Корякский, K_2-Pg_3 . 12 – Олюторско-Камчатская складчатая система, террейны энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов, K_1ar-Pg_2 . 13–18 – кроющие комплексы (постаккреционные и постамальгамационные образования): 13–16 – окраинно-континентальные вулканно-плутонические пояса: 13 – Охотско-Чукотский, $K_1ar-K_2sn_1$; 14 – Пенжинско-Анадырско-Бристольский, $K_2m-Pg_1^1$; 15 – Западнокамчатско-Корякский, $Pg_2^3-Pg_3$; 16 – Центрально-Камчатский, N_1-Q_1 ; 17, 18 – осадочные комплексы: 17 – меловые-палеоценовые, 18 – эоцен-четвертичные. 19 – офиолиты и меланократовые комплексы островных дуг, 20 – сдвиги, 21 – надвиги. Офиолитовые массивы лерцолитового типа: УБ – Усть-Бельский; Э – Эльденыйский; П – мыса Поворотного; Т – Тамватнейский.

шую роль в строении двух составных террейнов (тектонических зон) – Майницко-Алганского (Алганский, Тамватнейский, Майницкий террейны с офиолитами $T-J_1$, J_2-K_1v , K_1h-ar) и Хатырско-го (Эконайский и Янранайский террейны с офиолитами $C-J_1$ и J_3-K_2m). Перидотиты в обеих тектонических зонах представлены хромитовыми гарцбургитами, в том числе крайне истощенными их разностями в Майницком террейне [11]. На этом фоне парадоксальным исключением является крупный лерцолитовый массив Тамватней, расположенный на границе Алганского и Майницкого террейнов.

ЛЕРЦОЛИТОВЫЕ МАССИВЫ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО РЕГИОНА

Лерцолитовые массивы локализованы в трех разновозрастных террейнах Пенжинско-Анадырской и Корякской покровно-складчатых систем: Усть-Бельском, Куюльском и Тамватнейском. Возраст офиолитов с лерцолитовым мантийным комплексом последовательно омолаживается в направлении внешних (от края континента) зон орогена.

Усть-Бельский массив, наиболее крупный на Северо-Востоке Азии, расположен в одноименных горах на правом берегу р. Анадырь. Массив включен

в офиолитовый террейн, площадью около 2000 км², представляющий собой пакет тектонических покровов и чешуй, круто наклоненных к запад-северо-западу [1, 9, 10, 46]. Снизу вверх аллохтонный комплекс сложен следующими покровными элементами: 1) Утесинский покров – пакет тектонических чешуй кремнисто-базальтовых и туфо-терригенных толщ J₂, осадочных пород D и J₂, разделенных пластинами серпентинитового меланжа; 2) Отроженский покров, представленный крупным фрагментом верхних горизонтов ранне-среднепалеозойских офиолитов (базальты T-MORB-типа и габброиды, перекрытые осадочными толщами среднего-позднего девона) и пластиной терригенных отложений валанжинского возраста; 3) Меланжевый покров – пакет пластин полимиктового серпентинитового меланжа, включающего разного размера глыбы гарцбургитов, дунитов с линзами хромитов и минералами группы платины, гранатовых амфиболитов, метаморфических сланцев, плагиогранитов, пластин островодужных толеитов, андезитидов; этот средний элемент аллохтона представляет собой, по нашему мнению, интенсивно деформированную офиолитовую ассоциацию PZ₃–MZ₁ (?) супрасубдукционного типа, в которую включены фрагменты более древних образований; 4) Усть-Бельский покров – мощная (более 5 км) перидотит-габбровая пластина, обнаженной площадью около 700 км², представляющая собой более глубокие (по сравнению с породами Отроженского покрова) горизонты ранне-среднепалеозойских офиолитов. Относительным автохтоном покровного комплекса являются кремнисто-терригенные и туфо-терригенные толщи раннемелового возраста Алганского террейна.

Большинство исследователей Усть-Бельским массивом называют все выходы ультрамафитов и мафитов Усть-Бельских гор, однако в пределах последних обнажены породы нескольких покровных элементов аллохтона, включающих две или даже три разновозрастные и разнотипные офиолитовые ассоциации. В настоящем исследовании под Усть-Бельским массивом подразумевается комплекс пород, слагающих верхнюю перидотит-габбровую пластину аллохтона (Усть-Бельский покров). Ультрамафиты часто метаморфизованы, по химическому составу они соответствуют главным образом лерцолитам и гарцбургитам.

Пластина круто наклонена в западных румбах и разбита на два крупных блока, различающихся по строению [46]. В *Центральном блоке* (охватывающем бассейны рек Еонайваам и Ветвистой, а также их водораздельное пространство) обнажены верхние горизонты пластины; лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты через переходную зону дунитов, верлитов, троктолитов, пегматоидных габбро сменяются толщей мафитов, обнаженной мощностью около 1 км. Габброиды большей частью метамор-

физованы в зеленосланцевой, местами – в эпидот-амфиболитовой фации. Неметаморфизованные участки мафитов представлены габбро, оливиновыми габбро, троктолитами. Метаморфизм толщи мафитов датируется началом позднего девона (Ar/Ar возраст актинолитов из метагаббро 384 ± 11 и 367 ± 12 млн. лет³). В *Северном блоке*, гипсометрически поднятом, обнажены более глубокие горизонты мантийного комплекса, тогда как толщина мафитов отсутствует. Лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты к востоку переходят в мощную (несколько сотен метров) полосу дунитов, сменяющуюся кумулятивным комплексом – линзовидными и пластообразными телами тонкополосчатого чередования амфиболовых и плагиоклазовых перидотитов (в том числе и гарцбургитов), пироксенитов, горнблендитов, дунитов, амфиболовых габбро. В пределах разных тел состав кумулятов неодинаков [2]. Местами в плагиоклазовых перидотитах и оливиновых габбро установлены метаморфические структуры симплектитовых сростаний низкохромистой шпинели с клинопироксеном и роговой обманкой, коронитовых кайм вокруг зерен плагиоклаза и оливина [2, 10], интерпретированные как индикаторы высокобарической (6–8 кбар) природы кумулятов. В зоне дунитов и в кумулятах расположены многочисленные подиморфные тела глиноземистых (тугоплавких) хромитов [18].

Перидотиты Усть-Бельского массива, в отличие от других массивов региона, на больших площадях антигоритизированы. Т.А. Смирнова [18] отнесла метаперидотиты Усть-Бельского массива к войкаритовой (штубахитовой) ассоциации, включающей антигорит-оливиновые аподунитовые породы и антигорит-тремолит-оливиновые апоперидотитовые породы, в которых хромшпинелид замещен хлорит-магнетитовым агрегатом. Показательно также развитие в метаперидотитах игольчатого клинопироксена [36]. Метаперидотиты развиты не повсеместно, на больших участках сохраняются первичные перидотиты. Последние представлены слабо антигоритизированными лерцолитами и диопсидовыми шпинелевыми гарцбургитами, относительная распространенность которых в строении массива по разным данным оценивается неоднозначно. Согласно нашей выборке анализов акцессорных хромшпинелидов неметаморфизованных перидотитов, лерцолиты составляют примерно четверть проанализированных пород (6 из 26); однако, если, вслед за Б.А. Базылевым и др. [2], за границу лерцолитов принять величину Cr^{*}_{sp} в 0.30, то к лерцолитам следует относить около половины изученных нами проб. При разграничении перидотитов на основании петрохимических данных (содержания CaO в породах, величины нормативного диопсида, и др.) обнаруживается преобладание лер-

³ Сообщение П. Лэйера.

цолитов [11, 18]. Такие различия в оценке распространенности лерцолитов и гарцбургитов обусловлены значительно более интенсивным метаморфизмом лерцолитов, сохранившихся лишь на небольших пространствах, окруженных полями металерцолитов; последние же отвечая по валовому химическому составу лерцолитам, практически лишены первичных “мантийных” минералов и не фиксируются в статистике составов хромовых шпинелей и пироксенов.

Массив Эльденыр расположен в 30 км к юго-западу от Усть-Бельского массива, на севере Алганских гор. Здесь, в ядре горст-антиклинория, фрагментарно обнажены породы всех покровных элементов Усть-Бельского террейна и паравтохтона. Крылья структуры сложены терригенными и вулканогенными толщами верхнего сенона, среднего-верхнего эоцена–олигоцена. Ультрамафиты занимают осевую полосу поднятия. Обычно Эльденырским массивом называют все выходы ультрамафитов, протягивающиеся здесь на расстояние в 30 км [10, 14], однако наши исследования показывают, что они должны быть разделены на серпентинитовый меланж (с глыбами гарцбургитов, плагиоклазовых верлитов, габброидов, плагиогранитов ранне-мезозойского возраста, метаморфических сланцев, известняков среднего-верхнего девона) и лерцолитовый массив площадью около 45 км², слагающий морфоструктуру горы Эльденыр. Фрагмент перидотитовой пластины круто наклонен к запад-северо-западу и взброшен на осадочные толщи Отроженского покрова. По особенностям геологической позиции и состава пород массив Эльденыр можно считать фрагментом перидотитового комплекса Усть-Бельского покрова. Массив почти целиком сложен лерцолитами, местами также антигоритизированными; незначительно развиты диопсидовые гарцбургиты, мелкие линзовидные тела дунитов [7].

Массив Гребень расположен на мысе Поворотном, в Прибрежном офиолитовом поясе полуострова Тайгонос (побережье Пенжинской губы на крайнем северо-западе Охотского моря). Здесь на протяжении 10 км обнажен фрагмент аккреционной призм и фундамента преддужья Удско-Мургальской островной дуги (J_3 – K_1) [20, 30], в строении которого сочетаются несколько пакетов пластин и тектонических чешуй, сложенных разнородными комплексами пород: 1) полимиктовые турбидиты (главным образом кварц-полевошпатовые граувакки) J_2 – J_3 ; 2) небольшой лерцолитовый массив Гребень, ассоциирующий с пакетами тектонических чешуй подушечных лав (базальты задуговых бассейнов ВАВВ-типа) и кремнистых отложений T , J_1 , J_2 , J_{2-3} , J_3 , J_3 – K_1 ; 3) серпентинитовый меланж с глыбами и тектоническими чешуями диопсидовых гарцбургитов, хромитовых гарцбургитов и хромитоносных дунитов (наиболее крупный фрагмент – дунит-гарцбургитовый массив Береговой длиной 1.5 км),

габброидов; меланж сопряжен с пластинами метаморфических сланцев, гранатовых амфиболитов; 4) подушечные лавы крайне низкотитанистых базальтов, бонинитов, андезитобазальтов; толщи граувакк, тектоно-гравитационных микститов (олистостром, гравелитов, песчаников) J_3 – K_1 .

Лерцолитовый массив [3] занимает наиболее высокую гипсометрическую позицию. От меланжа он отделен тектонической пластиной граувакк и алевролитов. Массив площадью в 3.5 км² сложен главным образом лерцолитами, местами развиты и диопсидовые гарцбургиты, линзы и жилы дунитов. Породы слабо серпентинизированы, хромититы в них отсутствуют. Ультрамафиты обоих комплексов не датированы, их парагенетические связи с вулканами и габброидами гипотетичны.

Крупный лерцолитовый массив Тамватней [7, 9, 12]⁴ занимает горстовое поднятие гор Тамватней (правобережье р. Великой). Здесь на площади более 250 км² обнажена относительно слабо деформированная офиолитовая ассоциация, строение и состав пород которой необычны для соседнего с юга Майницкого террейна. Большая часть обнаженной площади офиолитов (около 200 км²) сложена лерцолитами и диопсидовыми гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными. Дуниты образуют небольшие (мощностью от десятков сантиметров до десятков метров) линзовидные тела, мелкие шпирсы, иногда секущие тела в перидотитах. Выдержанный горизонт мафитов отсутствует, его место занимают прерывистые участки развития дайкообразных тел и жил габбро, габбро-пегматитов, габбро-диабазов, насыщающих структурно верхние горизонты серпентинизированных перидотитов. Несколько более глубокие горизонты мантийного комплекса интродуцированы сравнительно небольшими (длиной в 2–3.5 км) плутонами габбро-норитов; в некоторых телах мафиты дифференцированы: через мелкозернистые амфиболовые габбро наблюдается переход к диоритам и кварцевым диоритам. В нижних горизонтах габброидных плутонов развиты плагиоклазовые лерцолиты, кортландиты, пегматоидные пироксениты, горнблендиты, троктолиты. Лерцолиты мантийного комплекса с приближением к интрузивам габброидов сменяются гарцбургитами, которыми сложен перидотитовый комплекс также и в зонах сгущения даек и жил мафитов.

В лерцолитах локализованы небольшие линзовидные тела (мощностью до 50 м) кумулятивных ультрамафитов тонкополосчатого и шпирового строения, сложенные дунитами, вебстеритами, клинопироксенитами, верлитами, лерцолитами и гарцбургитами. Мелкие сегрегации хроми-

⁴ Детальное описание массива приведено также в неопубликованных работах Т.А. Смирновой (1973), В.Г. Силкина и В.Е. Стерлиговой (1973), С.Ю. Ромушкевича (1985).

титов расположены как в линзах дунитов, так и в кумулятивных ультрамафитах. В отличие от Усть-Бельского массива, рудные хромиты имеют высокохромистый состав ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 52\text{--}63\%$).

Структурно выше расположен горизонт гипабиссальных и вулканических пород. Вулканический комплекс, судя по строению, петрографическому составу и геохимии пород, формировался в супрасубдукционной обстановке, он сложен подушечными лавами островодужных толеитов, андезитов-базальтами, дацитами, липаритами. Под толщей вулканитов (и в нижней части комплекса) развита система даек и силлов диабазов, долеритов, кварцевых порфиров. Гипабиссальный комплекс и нижние горизонты вулканогенной толщи интродуцированы малоглубинными телами плагиигранитов и кварцевых диоритов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Все изученные породы представляют собой шпинелевые перидотиты, плагиоклазовые и гранатовые разновидности среди реститов не наблюдались. Реститовая природа перидотитов устанавливается по данным изучения микроструктур (широко развиты реликты протогранулярных, порфиро-кластических структур), некоторых фундаментальных петрохимических особенностей пород и минералов (стандартный низкий уровень железистости лерцолитов и гарцбургитов, мантийные ковариации $\text{Cr}^*_{\text{Spl}}\text{--Mg}^*_{\text{Spl}}$, $\text{Cr}^*_{\text{Spl}}\text{--Fo}_{\text{Ol}}$, Mg/Si--Al/Si , высокие, по сравнению с кумюлятами и эвмагматитами, содержания NiO в оливинах). Вместе с тем, сравнительное рассмотрение петро- и геохимических данных по породам лерцолитового парагенезиса в трех террейнах выявляет различия, в определенной степени индикаторные для оценки палеообстановки и эндогенных режимов формирования и трансформации перидотитов.

Усть-Бельский террейн включает собственно Усть-Бельский и Эльденырский массивы, которые мы рассматриваем как фрагменты некогда единого мафит-ультрамафитового комплекса, претерпевшего процессы тектонического расчленения и метаморфизма. Геологические и геохимические данные свидетельствуют о сложной, многоэтапной истории формирования этого комплекса и представляющих его массивов.

В строении мантийного комплекса можно выделить следующие группы пород, различающиеся петрографическим составом и химическими особенностями минералов (рис. 3, 4): 1) наименее истощенные лерцолиты, близкие по составу к субконтинентальным перидотитам; 2) лерцолиты – аналоги перидотитов пассивных окраин и хребтов с край-

не медленным спредингом; 3) диопсидовые гарцбургиты, соответствующие по диапазону величин Cr^*_{Spl} абиссальным перидотитам, но отличающиеся от них пониженной магнезиальностью хромшпинелидов; 4) дуниты, образующие контактовую зону между гарцбургитами и кумюлятами, а также представленные мелкими линзами и жилами в перидотитах; 5) кумулятивные мафит-ультрамафиты.

Важным событием в формировании комплексов Усть-Бельского массива является метаморфизм ультрамафитов и мафитов. Д.С. Штейнберг и И.С. Чашухин [23] показали, что антигоритизация альпинотипных ультрамафитов изофациальна с высокотемпературными субфациями зеленосланцевой фации или с эпидот-альбит-амфиболитовой субфацией, поэтому метаморфизм массива можно считать проявлением единого тектоно-метаморфического процесса, имевшего место в начале позднего девона. Предполагается, что этот метаморфизм неокееанского типа имел место в супрасубдукционной обстановке [36].

В Усть-Бельском массиве (в его Северном блоке) локализованы наименее истощенные лерцолиты Анадырско-Корякского региона, состав минералов которых необычен для перидотитов офиолитовых ассоциаций: $\text{Cr}^*_{\text{Spl}} = 0.094\text{--}0.105$, $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Opx}} = 3.97\text{--}4.85$, $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Cpx}} = 6.99\text{--}7.33$, $\text{TiO}_{2\text{Cpx}} = 0.31\text{--}0.35$, $\text{Na}_2\text{O}_{\text{Cpx}} = 1.64\text{--}1.94$, $\text{Na/Cr}_{\text{Cpx}} = 4.8\text{--}5.8$ (по трем образцам из коллекций Г.Г. Дмитренко и Г.Е. Некрасова, эти данные подтверждены Б.А. Базылевым и др. [2]). На диаграмме составов аксессуарных хромшпинелидов (рис. 3) рассматриваемые породы проецируются за пределы поля абиссальных перидотитов, приближаясь к составам хромовых шпинелей перидотитов субконтинентальной мантии котловины Красного моря (остров Забаргад). Эти данные, а также необычная для офиолитовых перидотитов обогащенность клинопироксенов натрием (рис. 4) позволяют рассматривать наименее истощенные лерцолиты Усть-Бельского террейна в качестве реликтов субконтинентальной мантии [2, 10, 46]. Другие лерцолиты Усть-Бельского и Эльденырского массивов по составу хромшпинелидов соответствуют наиболее фертильным разностям абиссальных перидотитов; распределение величин отношений $\text{Na/Cr}_{\text{Cpx}}$, содержаний Al_2O_3 в пироксенах позволяет сопоставить лерцолиты с перидотитами пассивных окраин океанов [11]. Таким образом, лерцолиты и некоторую часть тесно связанных с ними диопсидовых гарцбургитов можно рассматривать как фрагменты верхнемантийного основания океанической коры, зародившейся в раннем-среднем (?) палеозое (до среднего девона) на ранней стадии раскрытия энсиалического бассейна.

На диаграмме рис. 3 отчетливо выражен разрыв между составами гарцбургитов и лерцолитов Усть-Бельского террейна. Характерны также бимодальное распределение и большие вариации содер-

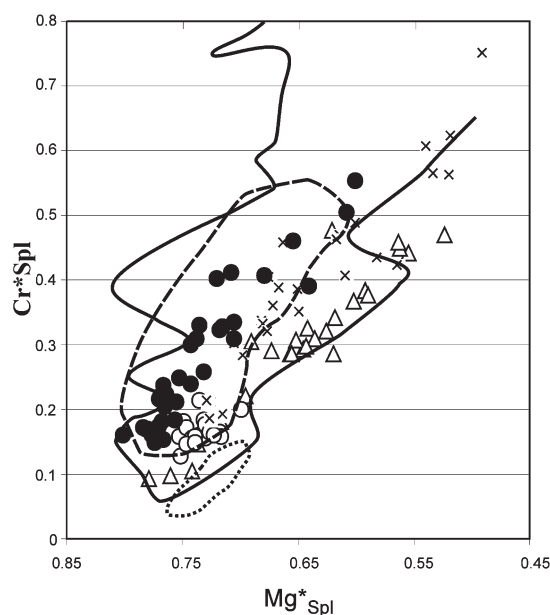


Рис. 3. Диаграмма Cr^*_{SpI} – Mg^*_{SpI} перидотитов Корьякско-Камчатского региона.

1, 2 – Усть-Бельский террейн (1 – Усть-Бельский массив, 2 – Эльденур); 3 – Поворотный; 4 – Тамватней; 5–7 – поля составов, по [24]: 5 – альпинотипные перидотиты, 6 – абиссальные перидотиты, 7 – перидотиты ранней стадии раскрытия энсиалического бассейна (Красное море, о-в Забаргад). $Cr^*_{SpI} = Cr/(Cr + Al)$; $Mg^*_{SpI} = Mg/(Mg + Fe)$.

жаний Al_2O_3 в пироксенах. Эти факты позволяют предполагать, что формирование комплекса шпинелевых перидотитов обусловлено более чем одним актом петрогенезиса. В пользу такого предположения свидетельствуют также большой диапазон и бимодальность распределения величин Na/Cr_{Cpx} (рис. 4). Согласно величинам этого параметра, диопсидовые гарцбургиты могут быть интерпретированы как абиссальные перидотиты или же породы супрасубдукционного происхождения. Последнему допущению противоречит диапазон величин Cr^*_{SpI} для гарцбургитов Усть-Бельского массива – 0.304–0.477 (21 определение), типичный для абиссальных перидотитов [11, 24, 32]. Поэтому петрогенезис гарцбургитов правильнее связать с эндогенными процессами океанической стадии формирования верхнемантийного комплекса. Обращает внимание развитие гарцбургитов в тектонических блоках Усть-Бельского массива, включающих тела кумулятов и толщу мафитов, тогда как в Эльденурском массиве, лишенном мафитов, роль гарцбургитов совершенно незначительна. Образование гарцбургитов и дунитов, очевидно, обусловлено наложением на лерцолитовый субстрат магматических проявлений, характеризовавшихся водным составом флюидной фазы и сформировавших амфибол-содержащие мафит-ультрамафитовые кумуляты

[45]. Это предположение подтверждается присутствием в некоторых образцах гарцбургитов первичного амфибола [2].

Минералогические и геохимические признаки повышенного потенциала воды при магматических и метасоматических процессах иногда считаются свидетельствами супрасубдукционной обстановки их протекания; не избежали этого и рассматриваемые образования Усть-Бельского массива [2]. Однако развитие водосодержащих минеральных фаз (амфиболов, биотитов и др.) различного генезиса установлено также в абиссальных ультрамафитах и мафитах в пределах зон медленного и крайне медленного спрединга, например [4, 16], в том числе и в зарождающейся океанической котловине Красного моря [33, 48]. Поэтому результатов только петрографических исследований для решения вопроса недостаточно. Первоочередное значение имеют данные по хромистости шпинелей, содержаниям Al_2O_3 в пироксенах; они, как указано выше, противоречат предположению о супрасубдукционной природе перидотитов Усть-Бельского массива.

Важную дополнительную информацию о петрогенетических процессах формирования (реститирования и рефертилизации) перидотитов дает изучение уровней концентраций редкоземельных элементов (REE) (рис. 5). Примером фертильного лерцолита с супрахондритовыми (повышенными в 2–3 раза) концентрациями REE, близкими к характеристикам примитивной мантии, является обр. П467/1. Распределение REE в других лерцолитах Усть-Бельского террейна характеризуется U-образной формой спектра нормированных к хондриту величин, с тенденцией повышения содержаний LREE до 3-кратных относительно хондрита. U-образная форма, свидетельствующая о проявлении наложенных процессов переобогащения легкими REE, часто наблюдается в перидотитах супрасубдукционных комплексов, однако столь высокие содержания LREE являются аномальными, они необычны для супрасубдукционных обстановок [27]. Между тем U-образные спектры характерны для многих перидотитов медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта, при этом повышенные (супрахондритовые) содержания LREE или всех редкоземельных элементов обычны для “плюмовых” сегментов хребта, в пределах которых перидотиты в той или иной степени взаимодействовали с просачивающимися расплавами внутриплитного типа [17]. Типичным примером являются “субконтинентальные” шпинелевые перидотиты скал Св. Павла [49] (рис. 5), в которых проявлены петрографические признаки наложенной флюидно-магматической рефертилизации.

Аномальная картина установлена для гарцбургита Усть-Бельского массива, в котором спектр распределения REE имеет нетипичный для реститов отрицательный наклон, с возрастанием содержаний

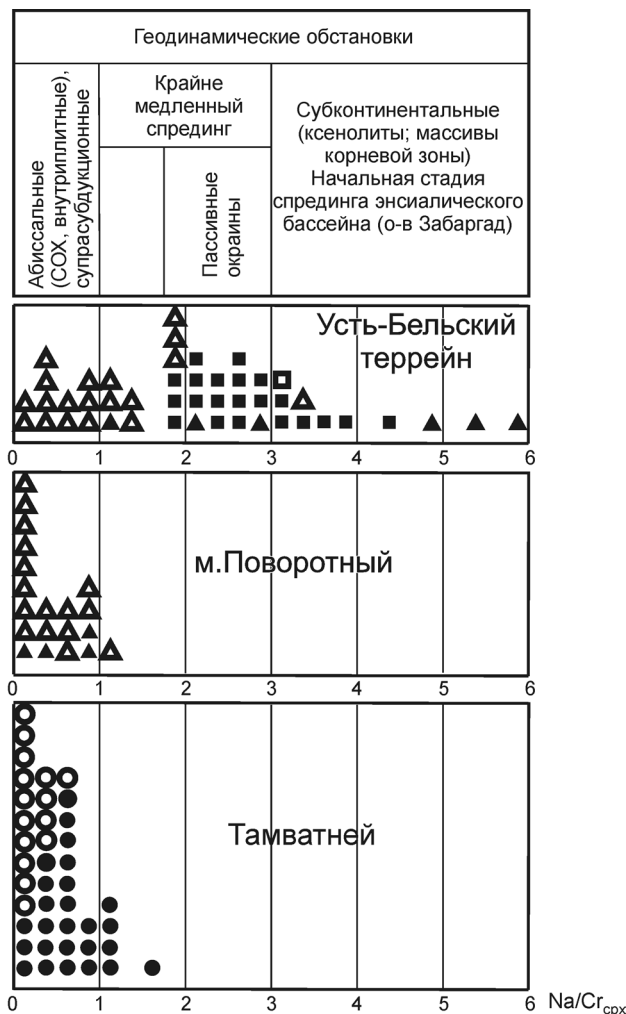


Рис. 4. Распределение величин Na/Cr_{Cr} в перидотитах.

Полые значки – гарцбургиты, залитые – лерцолиты. Для Усть-Бельского террейна треугольники – Усть-Бельский массив, квадраты – Эльденыр. Оценки интервалов величин Na/Cr_{Cr} для различных геодинамических обстановок и режимов спрединга по [11, 37].

LREE относительно хондрита в 4–17 раз, HREE – в 2.5–3 раза. Похожий спектр REE характерен для некоторых перидотитов Атлантики [16, 17], главным образом для более истощенных гарцбургитов, содержащих примеси амфибола и (или) флогопита. Существенное повышение содержаний LREE ($(La/Sm)_N \gg 1$) в некоторых перидотитах Усть-Бельского террейна может свидетельствовать о проявлении весьма интенсивных процессов обогащения (рефертилизации) при наложении на лерцолиты флюидно-магматической активности, обусловившей формирование гарцбургитов, дунитов и накопление кумулятов в локальных участках верхне-мантийного комплекса. Остается неясным возможный вклад в геохимические изменения процессов метаморфизма. Петрографическое изучение анализированных образцов показывает отсутствие корреля-

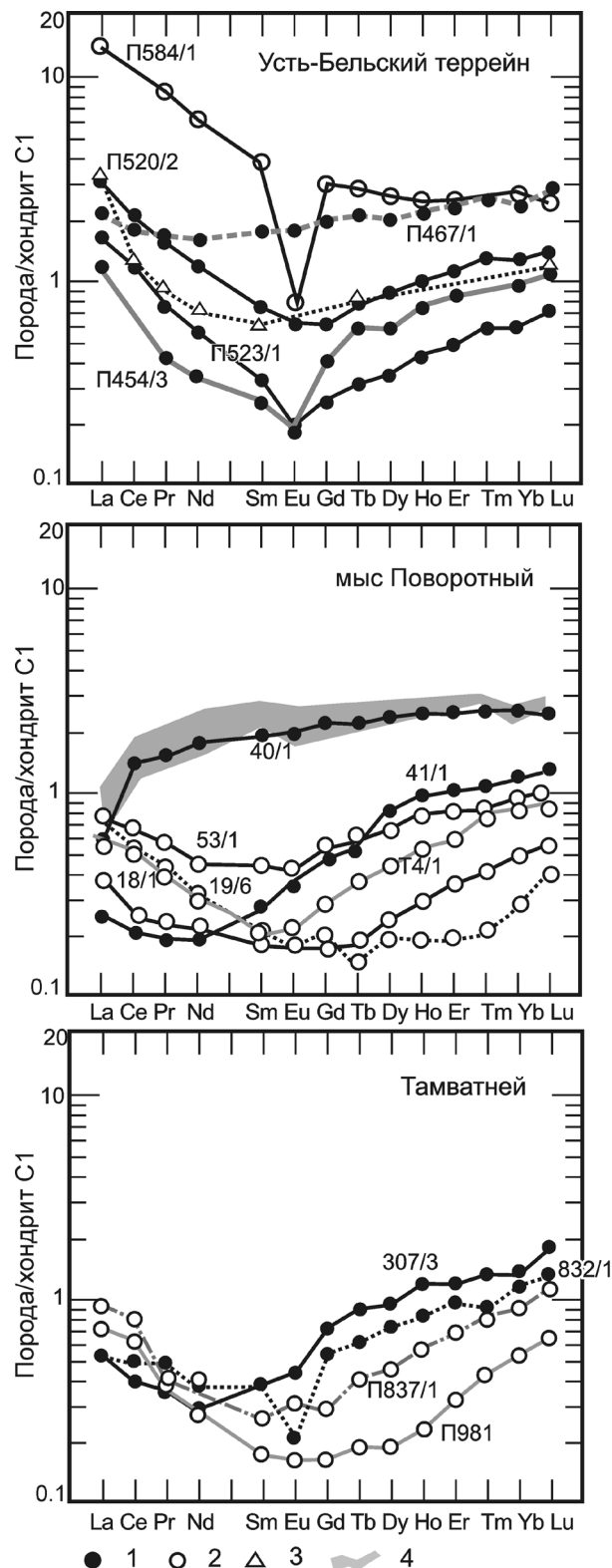


Рис. 5. Распределение нормированных к хондриту C1 содержаний редкоземельных элементов в перидотитах.

1 – лерцолиты, 2 – гарцбургиты, 3 – шпинелевые перидотиты скал Святого Павла (САХ) [49], 4 – шпинелевые лерцолиты о-ва Забаргад (Красное море) [28]. Хондрит C1 по [25].

ляции между наличием (и интенсивностью) антигортитизации и характером спектров распределения REE. Гарцбургит с аномальным распределением REE (обр. П584/1) в целом слабо серпентинизирован, проявлена лишь начальная стадия антигортитизации, однако энстатит практически полностью замещен параллельно-чешуйчатым агрегатом игольчатых кристаллов амфибола.

Таким образом, на основании имеющейся информации досреднедевонские офиолиты можно рассматривать как фрагменты океанической литосферы, генерированной в раннем-среднем палеозое (до среднего девона) на ранней стадии развития океанического бассейна энсиалического типа (внутри- или окраинно-континентального) в обстановке крайне медленного спрединга, претерпевшей рефертилизацию и затем метаморфизованной в начале позднего девона, предположительно в супрасубдукционной обстановке (в аккреционной призме?). Пакет тектонических покровов Усть-Бельского террейна формировался, судя по составу и возрасту пород в глыбах меланжа, значительно позже, не ранее средней юры.

Мыс Поворотный. Лерцолиты массива Гребень по геохимическим особенностям отличаются от Усть-Бельских. Аналитические данные нашей выборки по четырем пробам показывают, что состав сосуществующих минералов ($Cr^*_{Spl} = 0.194-0.212$, $Al_2O_3_{Opx} = 3.81-5.11$, $Al_2O_3_{Cpx} = 4.34-5.22$, $Na/Cr_{Cpx} = 0.48-1.0$) характерен для перидотитов срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Особый интерес представляют геохимические данные обр. Т40/1 (табл. 1, 2, рис. 5); этот наименее истощенный лерцолит массива Гребень геохимически близок к составу шпинелевых лерцолитов Красного моря (о-в Забаргад) [28] как по уровню концентраций REE (1.5 хондритовых значения для LREE, 2.5 – для HREE), так и картиной распределения нормализованных к хондриту значений, с очень слабо выраженным положительным наклоном спектра, при несколько большей степени частичного плавления. Сохранение среди лерцолитов таких “реликтовых” геохимических характеристик позволяет предполагать первоначальное формирование мантийного комплекса в обстановке заложения энсиалического бассейна.

Более истощенные по петрогенным элементам (CaO , Al_2O_3) лерцолиты характеризуются “ложковидным” (обр. Т53/1) и U-образным (обр. Т41/1) спектрами, они проявляют признаки рефертилизации (рис. 5); содержания LREE и MREE понижены относительно хондрита. Эту особенность геохимии лерцолитов, по составу минералов типичных “абиссальных” перидотитов, нельзя однозначно трактовать как признак их супрасубдукционного происхождения. Учитывая тектоническую сопряженность лерцолитового массива с подушечными лавами BABB-типа в пакете пластин палеоаккреционной призмы, можно предположить, что субхон-

дритовая рефертилизация лерцолитов обусловлена влиянием надсубдукционного компонента при формировании океанической литосферы в задуговом бассейне.

Признаки субхондритового переобогащения еще более наглядно выражены в составах гарцбургитов массива Берегового и глыб в меланже. Эти перидотиты, формирующие хромитоносную дунит-гарцбургитовую ассоциацию, заметно отличаются от гарцбургитов Усть-Бельского массива следующими особенностями состава аксессуарных хромшпинелидов: 1) большим диапазоном величин хромистости, охватывающим составы как абиссальных, так и супрасубдукционных перидотитов; 2) повышенной магнезиальностью при одинаковой величине хромистости, отражающей повышенные температуры минеральных равновесий.

Отсутствие датировок ультрамафитов и интенсивная дезинтеграция офиолитов затрудняют реконструкцию обстановок их формирования. Более вероятно сочетание в пакете тектонических пластин мыса Поворотного фрагментов двух офиолитовых ассоциаций. Приведенные выше данные позволяют отнести лерцолиты Гребня к реститам, формировавшимся при плавлении фертильной мантии в центре спрединга окраинного бассейна и претерпевшим затем некоторое обогащение LREE.

В петрогенезисе пород дунит-гарцбургитового комплекса ведущую роль играли процессы над зонной субдукции.

Массив Тамватней является своего рода аномалией в “гарцбургитовой провинции” Майнишко-Алганского составного террейна и всего пространства кайнозойд Корьякско-Камчатской области, в пределах которой мантийные перидотиты представлены относительно небольшими дунит-гарцбургитовыми телами (в том числе крайне истощенными гарцбургитами), включенными в протяженные полосы тектонического меланжа с матриксом апогарцбургитовых серпентинитов [9, 11]. Лерцолиты Тамватнея по составу сосуществующих минералов ($Cr^*_{Spl} = 0.148-0.257$, $Al_2O_3_{Opx} = 4.11-5.25$, $Al_2O_3_{Cpx} = 5.06-6.46$) соответствуют перидотитам хребтов крайне медленного спрединга. Замещающие их с приближением к габбровым телам гарцбургиты (чаще всего содержащие 2–5% диопсида) по составу минералов аналогичны гарцбургитам COX. Распределение REE в лерцолитах (рис. 5) в целом характерно для реститов (положительный наклон спектра, с $(La/Yb)_N \sim 0.6-0.8$), но с некоторым обогащением наиболее легкими REE ($La/Nd > 1$); такая картина типична для перидотитов зон трансформных разломов [38]. С обстановкой зон разломов сближают и несколько пониженные содержания Na и отношения Na/Cr в клинопироксенах перидотитов (рис. 4). Гарцбургиты Тамватнея имеют более выраженную U-образную форму спектров, с пониженными (субхондритовыми) содержаниями HREE и MREE и несколько повышенными – LREE.

Таблица 1. Содержания породообразующих (мас. %) и редкоземельных элементов (г/т) в лерцолитах, диопсидовых гарцбургитах и дунитах

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
N _э	454/3	467/1	584/1	577/1	520/2	523/1	524/2	T40/1	T41/1	T53/1	T54/1	T18/1	T19/6	T4/1	307/3	832/1	837/1	981
обр.	LZ	LZ	HZ	HZ	LZ	LZ	D	LZ	LZ	LZ	D-HZ	HZ	HZ	HZ	LZ	LZ	HZ	D
SiO ₂	39.24	42.44	40.41	39.60	39.17	42.10	36.28	41.89	44.14	43.29	39.18	44.30	41.70	42.49	39.98	40.25	39.10	34.34
TiO ₂	0.05	0.12	0.04	0.05	0.02	0.17	н.о.	0.12	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<0.01	н.о.	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	2.70	4.02	1.60	0.90	2.37	3.33	2.06	2.24	1.45	1.53	0.24	0.92	0.61	1.06	2.95	2.17	1.03	0.40
Fe ₂ O ₃	4.74	1.38	3.32	3.25	4.02	1.81	5.11	8.40*	8.44*	9.04*	9.84*	7.78*	7.91*	8.64*	2.88	2.92	5.86	5.09
FeO	3.14	6.69	5.14	4.49	3.09	5.18	4.22	—	—	—	—	—	—	—	5.49	6.11	2.69	4.04
MnO	0.11	0.20	0.10	0.10	0.10	0.05	0.25	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.17	0.12	0.11	0.11
MgO	37.60	37.26	40.56	40.68	37.16	38.79	44.68	37.94	41.69	42.02	43.13	42.74	40.28	41.16	39.36	40.30	40.20	40.90
CaO	2.10	1.82	1.31	1.10	2.00	2.75	н.о.	3.48	2.44	1.76	0.43	1.71	1.29	1.55	3.43	2.00	1.06	1.43
Na ₂ O	0.10	0.33	<0.10	0.10	0.12	0.10	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.24	0.08	0.03	<0.01
K ₂ O	<0.10	0.005	<0.10	<0.10	<0.01	<0.10	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.09	0.01	0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.03	0.04	<0.02	0.11	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<0.01	<0.01	0.006	<0.02
H ₂ O–	0.57	0.25	0.24	0.46	0.70	0.89	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	—	0.70
H ₂ O+	9.68	—	6.66	7.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.50	—	12.82
П.п.п.	—	4.32	—	—	10.84	4.51	7.50	5.80	1.69	2.23	7.05	2.42	8.08	4.98	4.77	—	9.90	—
Сумма	100.05	98.84	99.41	98.16	98.25	99.79	100.62	100.00	99.99	99.99	100.00	99.99	99.99	100.00	99.36	98.74	100.02	99.87
La	0.283	0.457	3.481	0.185	0.403	0.762	0.202	0.14	0.058	0.174	0.10	0.081	0.16	0.155	0.11	0.11	0.187	0.146
Ce	—	1.06	—	0.427	0.764	1.316	0.47	0.89	0.12	0.384	0.21	0.14	0.32	0.393	0.21	0.25	0.417	0.333
Pr	0.041	0.136	0.814	0.043	0.076	0.149	0.048	0.14	0.017	0.051	0.02	0.02	0.04	0.034	0.03	0.04	0.033	0.028
Nd	0.165	0.674	2.92	0.154	0.265	0.563	0.187	0.79	0.086	0.20	0.11	0.093	0.14	0.162	0.12	0.15	0.156	0.107
Sm	0.041	0.245	0.593	0.025	0.05	0.116	0.045	0.30	0.041	0.064	0.03	0.026	0.03	0.026	0.05	0.05	0.034	0.022
Eu	0.011	0.093	0.044	0.015	0.011	0.036	0.007	0.11	0.02	0.023	0.01	0.01	0.01	0.012	0.02	0.01	0.015	0.008
Gd	0.086	0.371	0.621	0.03	0.054	0.128	0.059	0.45	0.10	0.103	0.04	0.036	0.04	0.055	0.13	0.10	0.05	0.028
Tb	0.022	0.073	0.105	0.006	0.012	0.03	0.013	0.08	0.02	0.02	0.01	0.006	0.01	0.013	0.03	0.02	0.013	0.006
Dy	0.146	0.481	0.65	0.048	0.088	0.228	0.083	0.59	0.194	0.17	0.04	0.054	0.03	0.104	0.21	0.16	0.097	0.039
Ho	0.042	0.117	0.141	0.014	0.024	0.055	0.021	0.14	0.054	0.044	0.01	0.015	0.01	0.03	0.06	0.04	0.027	0.011
Er	0.14	0.37	0.41	0.053	0.081	0.186	0.074	0.40	0.162	0.137	0.03	0.054	0.03	0.097	0.17	0.14	0.094	0.045
Tm	—	0.061	—	0.01	0.015	0.033	0.013	0.06	0.027	0.021	0.004	0.01	0.005	0.02	0.03	0.02	0.018	0.009
Yb	0.164	0.379	0.457	0.083	0.10	0.22	0.088	0.426	0.2	0.157	0.04	0.08	0.04	0.142	0.20	0.18	0.133	0.076
Lu	0.028	0.065	0.062	0.017	0.018	0.035	0.016	0.06	0.032	0.026	0.01	0.014	0.01	0.023	0.04	0.03	0.025	0.014

Примечание. 1–4 – Усть-Бельский массив; 5–7 – массив Эльденур; 8–11 – массив Гребень; 12, 13 – массив Беретовой; 14 – Главный меланж мыса Поворотного; 15–18 – массив Тамватней. LZ – лерцолиты, HZ – гарцбургиты, D – дуниты. * – суммарное содержание железа; н.о. – содержание компонента ниже чувствительности аналитического метода; прочерки – компонент не определялся.

Таблица 2. Химический состав сосуществующих минералов перидотитов

№№ обр.	454/3 LZ				584/1 HZ				T40/1 LZ				T41/1 LZ			
	Ol	Opx	Cpx	Spl	Ol	Cpx	Spl	Ol	Ol	Opx	Cpx	Spl	Ol	Opx	Cpx	Spl
n	6	7	4	6	2	3	5	3	3	4	3	3	3	3	3	4
SiO ₂	39.79	54.72	52.73	—	40.98	53.18	—	41.64	55.25	52.50	52.50	0.02	41.63	54.82	52.32	—
TiO ₂	0.01	0.02	0.11	0.01	н.о.	0.02	0.02	н.о.	0.05	0.16	0.16	0.02	н.о.	0.02	0.12	0.01
Al ₂ O ₃	н.о.	3.57	4.53	53.74	н.о.	3.34	41.14	н.о.	5.11	5.22	5.22	50.60	н.о.	4.80	4.81	47.54
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.36	0.81	13.66	0.08	0.95	26.84	0.07	0.80	0.92	0.92	18.18	0.04	0.89	1.17	20.13
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.96	—	—	2.66	—	—	—	—	1.37	—	—	—	3.53
FeO	9.06	6.31	2.15	11.86	9.13	1.79	13.12	9.87	6.43	2.46	2.46	12.68	9.47	6.59	2.43	12.21
NiO	0.29	0.05	0.02	0.27	0.35	0.01	0.20	0.33	0.09	0.01	0.01	0.22	0.35	0.09	0.08	0.25
MnO	0.11	0.13	0.08	0.13	0.16	0.10	0.16	0.08	0.16	0.10	0.10	0.07	0.11	0.17	0.13	0.07
MgO	50.23	34.37	16.17	18.53	50.15	16.55	16.44	48.50	31.74	15.26	15.26	17.92	49.35	31.72	15.52	18.01
CaO	0.01	0.29	22.62	—	н.о.	24.20	—	0.03	0.65	22.29	—	—	0.02	0.96	23.84	—
Na ₂ O	—	0.04	0.69	—	—	0.29	—	—	0.09	0.37	—	—	—	0.03	0.23	—
K ₂ O	—	0.01	0.02	—	—	0.02	—	—	н.о.	н.о.	н.о.	—	—	н.о.	н.о.	—
Σ	99.50	99.87	99.93	100.16	100.85	100.45	100.73	100.52	100.37	99.29	99.29	101.08	100.97	100.09	100.65	101.76
Cr*	6.36	6.36	10.7	14.57	9.27	16.04	30.44	10.2	9.6	10.4	10.4	19.42	9.7	10.9	13.9	21.21
Fe*	9.18	9.34	6.94	26.36	9.27	5.72	30.93	10.2	10.2	8.3	8.3	28.42	9.7	10.01	6.17	27.54
Na/Cr			2.09			0.75				1.0	1.0			0.48		

№№ обр.	T54/1 HZ				T18/1 HZ				T19/6 HZ				T4/1 HZ			
	Ol	Opx	Cpx	Spl	Ol	Opx	Cpx	Spl	Ol	Opx	Cpx	Spl	Ol	Opx	Cpx	Spl
n	2	2	3	4	3	3	3	3	1	2	2	3	2	2	3	4
SiO ₂	40.78	56.71	51.86	—	41.06	55.05	52.75	—	40.66	57.30	57.30	—	40.18	55.57	52.42	—
TiO ₂	н.о.	н.о.	0.03	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	2.50	4.63	34.66	н.о.	3.81	4.35	43.39	н.о.	0.55	0.55	22.66	н.о.	3.53	3.69	39.15
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.65	1.28	31.37	н.о.	0.87	1.47	25.69	0.01	0.41	0.41	43.26	н.о.	0.74	1.02	29.83
Fe ₂ O ₃	—	—	—	4.35	—	—	—	0.88	—	—	—	4.34	—	—	—	1.45
FeO	9.80	6.29	2.44	14.44	9.00	5.75	2.01	12.97	9.65	6.84	6.84	18.24	9.73	6.30	2.12	13.37
NiO	0.27	0.07	0.09	0.18	0.33	0.01	0.05	0.16	0.29	н.о.	н.о.	0.08	0.27	0.01	0.06	0.17
MnO	0.16	0.17	0.18	0.26	0.12	0.09	0.15	0.20	0.21	0.43	0.43	0.35	0.18	0.11	0.14	0.22
MgO	48.03	33.49	15.65	14.97	50.01	33.27	16.18	16.81	48.52	33.20	33.20	11.10	48.16	33.30	16.66	16.12
CaO	0.01	0.67	23.23	—	н.о.	0.68	22.85	—	н.о.	0.48	0.48	—	н.о.	0.79	23.50	—
Na ₂ O	0.01	н.о.	0.35	—	—	н.о.	0.62	—	—	н.о.	н.о.	—	—	н.о.	0.06	—
K ₂ O	0.01	н.о.	0.01	—	—	н.о.	н.о.	—	—	н.о.	н.о.	—	—	0.01	0.01	—
Σ	99.07	100.55	99.75	100.33	100.53	99.53	100.43	100.10	99.34	99.21	99.21	100.03	98.52	100.37	99.68	100.31
Cr*	15.1	15.1	15.7	37.78	9.17	13.3	18.5	28.43	10.04	32.35	32.35	56.15	10.18	12.3	15.4	33.82
Fe*	9.02	9.4	4.27	35.11	9.17	7.48	6.53	30.21	10.04	10.34	10.34	47.97	10.18	8.31	6.70	31.76
Na/Cr			0.68				1.02							0.14		

Примечание. В таблице приведены только неопубликованные данные по изученным на содержания микроэлементов (см. табл. 1) образцам перидотитов Усть-Бельского массива и породам мыса Поворотного; составы минералов других образцов этих массивов, а также перидотитов Эльденгера и Тамватня приведены в работах [6, 7].
Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Spl – шпинель. Коэффициенты Cr* = Fe*, Na/Cr рассчитаны по атомным количествам: Cr* = Cr/(Cr + Al), Fe* = Fe/(Fe + Mg). Величина Fe₂O₃ в шпинели рассчитана по принципу электронейтральности соединения. n – количество единичных анализов по разным зернам минерала.

Локализация крупного лерцолитового массива в зоне региональных сдвиговых дислокаций, образующих границу между островодужными (преддуговыми) и окраинноморскими (задуговыми) тектоническими ансамблями Майницкого и Алганского террейнов, может быть обусловлена специфической геодинамической обстановкой формирования офиолитов. В пользу этого говорят следующие особенности геологического строения массива: 1) отсутствие элементов покровно-чешуйчатого строения, тектонического меланжа, олистостром, метаморфитов, т.е. отсутствие признаков структурной связи офиолитов с аккреционной призмой; 2) несколько более молодой возраст (конец неокома–апт [12]) по сравнению с позднелурскими–валанжинскими офиолитами окружающих террейнов; 3) отсутствие выдержанного мощного горизонта плутонических мафитов; его место занимают небольшие габбровые плутоны, зоны даек и жил габброидов в верхнем горизонте мантийного комплекса; 4) необычное сочетание лерцолитового и диопсид-гарцбургитового субстрата с дифференцированными от основных до кислых разностей гипабиссальными и вулканическими образованиями.

Геологические и геохимические данные позволяют предполагать зарождение офиолитов Тамватнея в центре спрединга окраинного бассейна, раскрывавшегося по механизму **pull-apart в зоне развития трансформных разломов** (типа современного Срединно-Кайманова поднятия), расколовших в конце неокома–апте Майницко-Алганский островодужный ансамбль. Современные аналоги подобных междугубых и внутридуговых бассейнов с океанической литосферой, а также молодых офиолитов “внутридугового” типа можно найти в структурах Филиппинско-Индонезийского региона. Такие офиолиты, представляющие собой фрагменты коры бассейнов, формировавшихся в тектоническом режиме **strike-slip**, рассматриваются в качестве образованных *in situ* [50].

Дифференцированный характер вулканического комплекса тамватнейских офиолитов и состав пород свидетельствуют о том, что предполагаемое заложение бассейна **pull-apart** и формирование новой океанической литосферы в готериве–апте происходили, скорее всего, в обстановке permanently продолжающейся субдукции. Многие вопросы петрогенезиса магматических пород тамватнейских офиолитов, необычайных не только по тектоническому строению, но и по составу, требуют специального исследования.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ P - T УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРИДОТИТОВ

Диаграмма состава аксессуарных хромшпинелидов (рис. 3) демонстрирует заметные различия перидотитов трех террейнов по величине магнетиальности. При одном и том же уровне Cr^*_{Spl} величина

Mg^*_{Spl} в среднем уменьшается от перидотитов Тамватнея, через перидотиты мыса Поворотного к породам Усть-Бельского террейна. Такие закономерные вариации свидетельствуют о понижении температуры завершения минеральных равновесий в обозначенном направлении [43].

Для количественной оценки вариаций P - T параметров некоторых минеральных равновесий формирования перидотитов были использованы данные двухпироксенового термометра П. Уэллса [52] и ортопироксен-шпинелевого барометра Ж. Мерсье [39] (рис. 6). Температуры двухпироксеновых равновесий перидотитов Усть-Бельского террейна определяются в интервале 780–1000°C, давления ортопироксен-шпинелевых равновесий – 6–20 кбар, что соответствует фации шпинелевых гарцбургитов указывает на их несколько более “барическую” природу (12–20 кбар) по сравнению с большей частью лерцолитов (6–17 кбар).

Составы минералов перидотитов мыса Поворотного проецируются в пределах поля составов Усть-Бельского террейна, в более высокотемпературной его части.

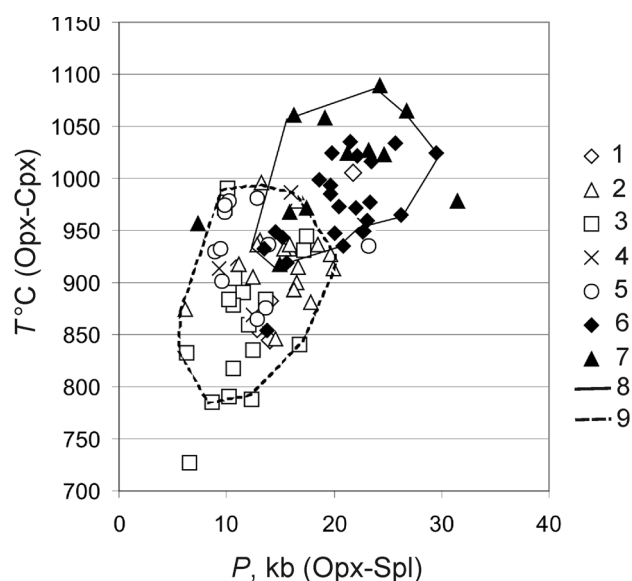


Рис. 6. Оценка P - T параметров формирования минеральных парагенезисов по данным минералогической термобарометрии.

1–3 – перидотиты Усть-Бельского террейна: 1, 2 – Усть-Бельский массив (1 – лерцолиты, 2 – гарцбургиты), 3 – лерцолиты Эльденыра; 4, 5 – мыс Поворотный (4 – лерцолиты, 5 – гарцбургиты); 6, 7 – перидотиты массива Тамватней (6 – лерцолиты, 7 – гарцбургиты); 8, 9 – поля перидотитов разных террейнов (исключены крайние по величине данные): 8 – Тамватнейского и Поворотного, 9 – Усть-Бельского. Давления рассчитаны по Орх–Spl барометру [39], температуры по Орх–Срх термометру [52].

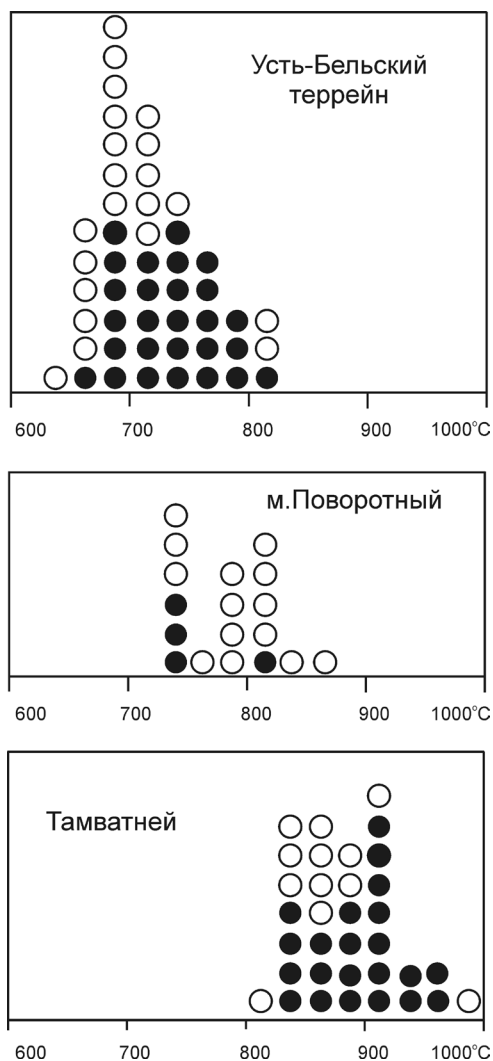


Рис. 7. Распределение данных оливин-шпинелевой термометрии [34] перидотитов.

Залитые значки – лерцолиты, полые – гарцбургиты.

Перидотиты массива Тамватней по рассматриваемым параметрам представляют собой более высокотемпературные и более высокobarические образования (рис. 6), что подтверждает качественную оценку, приведенную выше на основании вариаций составов хромшпинелидов. Для 25 образцов давления оценены в диапазоне 18–32 кбар, и лишь для 8 образцов – 12–16 кбар. Двупироксеновая термометрия показывает температуры в 920–1100°C. Эти данные соответствуют области высоких параметров шпинелевой фации и частично параметрам фации гранатовых перидотитов. Более “горячая” природа перидотитов Тамватнейского массива подтверждается и данными по температурам закрытия оливин-шпинелевых обменных реакций (рис. 7), оцененных с использованием термометра Ж. Фабри [34].

Хотя в некоторой области диаграммы рис. 6, пограничной между фациями шпинелевых и гранато-

вых перидотитов, поля фигуративных точек пород Тамватнейского и Усть-Бельского террейнов перекрываются, очевидно, что в перидотитах Тамватнея обменные реакции с участием ортопироксена завершились в целом на больших глубинах, чем в перидотитах Усть-Бельского и Эльденырского массивов. Приведенные данные позволяют предполагать различие в строении и термальном режиме литосферы при формировании этих лерцолит-гарцбургитовых комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексы лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов офиолитов Кордильерского типа даже в пределах одного региона проявляют различия геологического строения, состава пород и минералов, отражающие неодинаковые геодинамические обстановки формирования и неодинаковые особенности петрогенезиса. Примером таких различий являются перидотиты в составе трех разновозрастных офиолитовых террейнов Анадырско-Корякского региона.

Лерцолиты Усть-Бельского и Эльденырского массивов представляют собой фрагменты весьма своеобразной литосферы, наименее истощенные перидотиты которой близки к породам субконтинентальной верхней мантии и к перидотитам океанической литосферы, примыкающей к пассивным окраинам. Анализ данных по составу минералов и геохимии редкоземельных элементов позволяет рассматривать формирование перидотитов Усть-Бельского покрова в рамках модели ранней стадии спрединга энсиалического бассейна, заложению которого предшествовали растяжение и утонение континентальной литосферы, подъем астеносферы. Такая модель поддерживается и составом базальтов вулканического комплекса офиолитов, промежуточным между N-MORB и E-MORB. На эту специфическую по составу океаническую литосферу (с перидотитами, промежуточными между субконтинентальными и абиссальными) наложился акт магматизма с повышенной активностью водного флюида, обусловивший формирование гарцбургитов, дунитов, богатых глиноземом хромититов и амфиболсодержащих кумулятов, рефертилизацию перидотитов. Время формирования энсиалического бассейна и его океанической литосферы пока не установлено, можно говорить лишь о поздне-среднедевонской верхней возрастной границе, когда Усть-Бельский фрагмент был метаморфизован в супрасубдукционной обстановке (предположительно в аккреционной призме), задолго до возникновения Кони-Мургалской островодужной системы. Заложение и развитие подобного бассейна не могло быть локальным событием, оно скорее обусловлено процессами ранних стадий формирования активной окраины Палеопацифики. Очевидно, что фрагменты этой ранней океанической литосферы в той или иной форме сохранялись в структурах подвижного пояса вплоть до их аккреции к континентальной окраине перед поздним альбомом.

Лерцолиты массива Гребень относятся к мезозойской офиолитовой ассоциации, датированной предположительно интервалом времени юранный мел (валанжин), аккреция которой имела место также перед поздним альбомом. Возможности реконструкции обстановки формирования существенно ограничены тектонической расчлененностью офиолитов, отсутствием датировок ультрамафитов, их взаимоотношений с мафитами и вулканитами. Состав минералов, геохимия редкоземельных элементов, тектоническая сопряженность с кремнисто-базальтовыми толщами (вулканиды ВАВВ-типа) позволяют предполагать генерацию лерцолитов массива Гребень при раскрытии окраинного бассейна в пространстве Кони-Тайгоносской островодужной системы.

Лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты массива Тамватней по составу минералов и геохимическим особенностям относятся к абиссальным перидотитам, формировавшимся в условиях медленного и крайне медленного спрединга. Они образуют мощный фундамент необычной по строению и составу офиолитовой ассоциации, характеризующейся отсутствием выдержанного горизонта мафитов, место которого занимают прерывистые зоны развития даек и жил габброидов в верхнем горизонте мантийного комплекса. Глубоко дифференцированный состав пород гипабиссального и вулканического комплексов свидетельствует о супрасубдукционной обстановке их генерации. Особенностью геологического строения офиолитов Тамватнея является отсутствие признаков структурной связи с аккреционной призмой или преддужьем, а также более молодой возраст (конец неокома–апт) по сравнению с офиолитами соседних террейнов. Все эти данные позволяют отнести тамватнейскую ассоциацию к “внутридуговым офиолитам” [50] и связать их генерацию с формированием бассейна pull-apart при расколе коры повышенной мощности Майницко-Алганского островодужного ансамбля. Эти тектонические процессы протекали, очевидно, в обстановке перманентной субдукции, в пользу чего свидетельствуют особенности геохимии редкоземельных элементов в перидотитах, а также высокохромистый состав тамватнейских хромитов. Термобарометрические данные указывают на более высокие температуры и давления при достижении минеральных равновесий в перидотитах Тамватнея (вплоть до параметров фации гранатовых перидотитов) по сравнению с усть-бельскими, что характеризует более глубокие условия протекания петрогенетических процессов.

Автор благодарит Г.Г. Дмитренко, Л.Д. Лаврову, Г.Е. Некрасова за предоставленные анализы минералов перидотитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09–05–00438).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. и др. Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные результаты // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы 3-й междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 73–76.
3. Базылев Б.А., Паланджян С.А., Ганелин А.В. и др. Петрология перидотитов офиолитового меланомы Поворотного, Северо-Восток России: процессы в мантии над зоной субдукции // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 165–184.
4. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Дик Г.Дж.Б., Кононкова Н.Н. Магматические амфиболы и слюды в океанических перидотитах и некоторые особенности связанных с ними расплавов: зона разлома 15°20' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 3. С. 1–17.
5. Богйдаева М.В., Матвеев В.Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР) // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1960. Вып. 59. С. 60–64.
6. Дмитренко Г.Г. Ультрамафиты Корякского нагорья // www.dmitrenkogg.narod.ru.
7. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 93 с.
8. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
9. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
10. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
11. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
12. Паланджян С.А. Офиолиты массива Тамватней (Корякское нагорье, Северо-Восток России): фрагмент супрасубдукционной литосферы лерцолитового типа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: мат-лы XLI Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 74–78.
13. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока России // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
14. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
15. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тек-

- тоники Корякского нагорья / Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман (ред.). М.: Наука, 1982. С. 136–189.
16. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Ультраосновные породы впадины Маркова, рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 2006. № 11. С. 1192–1208.
 17. Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 339–362.
 18. Смирнова Т.А. Хромитоносность ультрабазитов Чукотки // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: ВИМС, 1974. С. 176–185.
 19. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 20. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 6. С. 807–811.
 21. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 22. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
 23. Штейнберг Д.С., Чаушун И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
 24. Andal E., Arai S., Yumul G. P. Complete mantle section of a slow-spreading ridge-derived ophiolite: An example from the Isabella ophiolite in the Philippines // The Island Arc. 2005. V. 14, Is. 3. P. 272–294.
 25. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
 26. Arai S. Dunite–Harzburgite–Chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan // J. Petrol. 1980. V. 21, Part 1. P. 141–165.
 27. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotite // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. V. 2. Elsevier, 2003. P. 1–73.
 28. Bonatti E., Ottonello G., Hamlin P.R. Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and geochemistry // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, № B1. P. 599–631.
 29. Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth Planet. Sci. Lett. 1985/86. V. 76. P. 84–92.
 30. Chekhov A.D., Palandzhyan S.A. Exotic terranes of Taigonos Peninsula, northeastern Russia // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994). Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1995. С. 176–179.
 31. Coleman R.G. The diversity of ophiolites // Geologie en Mijnbouw. 1984. V. 63. P. 141–150.
 32. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 54–76.
 33. Dupuy C., Mevel C., Bodinier J.-L., Savoyant L. Zabargad peridotite: Evidence for multistage metasomatism during Red Sea rifting // Geology. 1991. V. 19, № 7. P. 722–725.
 34. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69, № 4. P. 329–336.
 35. Ishiwatary A. Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts // Proc. 29th Int. Geol. Congr., Part D. Utrecht: VSP, 1994. P. 7–28.
 36. Ishiwatary A., Sokolov S.D., Hayasaka Y. et al. Metamorphosed shallow mantle wedge witnessed from the Paleozoic Ust-Belaya ophiolite in northern Koryak Mts., Chukotka, NE Russia: A preliminary report // Integrated perspectives on the accretion of oceanic crust. 33th Intern. Geol. Congress. Oslo, 2008. Abstr. MPI-02.
 37. Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: A possible discriminant between “sub-continental” and “sub-oceanic” mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 241–254.
 38. McDonough W.F., Frey F.A. Rare earth elements in upper mantle rocks // Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy / B.R. Lipin, G.A. McKay (eds.). Washington, DC, Mineral. Soc. America. 1989. V. 21. P. 99–145.
 39. Mercier J.C. Single pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1–37.
 40. Moores E.M. Origin and emplacement of ophiolites // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. V. 20, № 4. P. 735–760.
 41. Nicolas A., Jackson E.D. Repartition en deux peridotites des chaines alpines logeant la Mediterranee: implications geotectoniques // Schweizerische Mineral. Petrogr. Mitteilungen. 1972. Bd. 52, H. 3. P. 479–495.
 42. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Circum-North Pacific Tectonostratigraphic Terrane Map. U.S. Depart. Interior, U.S. Geol. Survey, Open-File Report 94–714. 1994. 127 p.
 43. Okamura H., Arai S., Kim Y.-U. Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu-Bonin arc, with special reference to chemical characteristics of chromian spinel // Mineral. Magazine. 2006. V. 70, № 1. P. 15–26.
 44. Palandzhyan S.A. Ophiolite belts in the Koryak Upland, northeast Asia // Tectonophysics. 1986. V. 127, № 3/4. P. 341–360.
 45. Palandzhyan S.A. Middle Paleozoic ophiolites of the Ust-Belaya terrane (Western Koryak accretionary complex, Russian Far East): ultramafic and mafic rocks as indicators of geodynamic setting // Japanese-Russian Ophiolite Symposium, Ocean Research Institute, the University of Tokyo. March 2006. P. 31–32.
 46. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolite complexes and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan Ridge, Koryak Highland, Russian Far East. U.S. Depart. Interior, U.S. Geol. Survey, Open-File Report, OF-20 I. 1996. 7 p.
 47. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone (SSZ) ophiolites // Marginal Basin Geology / Ed. by B.P. Kokelaar and M.F. Howells. Geol. Soc. London, Spec. Public. 16. 1984. P. 77–94.
 48. Piccardo G.B., Messiga B., Vannucci R. The Zabargad peridotite-pyroxenite association: Petrological constraints on its evolution // Tectonophysics. 1988. V. 150, Iss. 1–2. P. 135–162.
 49. Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Pauls

- Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 85, № 4. P. 376–390.
50. *Sarewitz D.R., Lewis S.D.* The Marinduque intra-arc basin, Philippines: basin genesis and in situ ophiolite development in a strike-slip setting // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1991. V. 103, № 5. P. 187–203.
 51. *Sokolov S.D., Lutshitskaya M.V., Silantyev S.A. et al.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: Age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History / Eds Y. Dilek, P.T. Robinson Geol. Soc. London Spec. Public.* 2003. V. 218. P. 619–664.
 52. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 1129–139.

Рецензент Е.В. Пушкарев

Lherzolite massifs in the Anadyr-Koryak region ophiolites: Geological structure and rock composition as an indicators of the generation setting

S. A. Palandzhyan

Geological Institute of RAS

Lherzolite (with subordinate diopside harzburgite) massifs are located in three terraines of the Anadyr-Koryak region – the northwest segment of the Pacific fold belt. Ophiolite age becomes younger from inner to outer tectonic zones. The Ust-Belaya (about 700 sq. km.) and Eldenyr (45 sq. km.) massifs appear as fragments of the Early–Middle Paleozoic (pre-Middle Devonian) oceanic lithosphere generated at early stage of opening in an ensialic basin. The little Greben massif is regarded as the Jurassic back-arc basin lithosphere fragment. Both terraines are included in the pre-Late Albian accretionary complex. The Tamvatney terraine, above 250 sq. km, was accreted in pre-Paleocene time. It is suggested that Tamvatney lherzolite and diopside harzburgite was a fragment of the new-originated pull-apart basin which was generated in Late Neocomian–Aptian time in a spreading center similar to recent Mid-Cayman Rise, as a result of the Jurassic–Neocomian island arc split.

Key words: *ophiolite, lherzolite, harzburgite, geodynamic setting, Anadyr-Koryak region.*