

УДК 552.13:552.16:004.94

МЕТАУЛЬТРАМАФИТЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ: ВЫСОКОБАРНЫЙ Si-Al МЕТАСОМАТОЗ И КАРБОНАТИЗАЦИЯ НА ГРАНИЦЕ КОРА–МАНТИЯ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

© 2024 г. А. Л. Перчук^{a, b, *}, Н. Г. Зиновьева^a, А. В. Сапегина^{a, b}, П. М. Вализер^c,
В. М. Козловский^d, В. М. Григорьева^a, С. Т. Подгорнова^a

^aГеологический факультет, кафедра петрологии и вулканологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^bИнститут экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская область, Россия

^cИнститут геологии и геохимии им. академика Д.С. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^dИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: alp@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 02.05.2023 г.

После доработки 23.06.2023 г.

Принята к публикации 18.08.2023 г.

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой, возникшей во время позднедевонской коллизии между погружающейся окраиной Балтики (Восточно-Европейская плита) и Магнитогорской островной дугой. Эклогиты являются наиболее изученными породами комплекса, их образование и эксгумацию, как правило, связывают с коллизионной стадией развития орогена. При этом генезис метаультрамафитов, образующих вместе с эклогитами пластовые и будинированные тела в толще метаседиментных пород (сланцы и кварциты), до сих пор оставался неизвестным. В настоящей работе приводятся результаты первого детального петрологического исследования метаультрамафитов, представленных антигорит-хлоритовым и магнезит-антигоритовым метатардугитами, хлорит-антигоритовым метаортопироксенитом. Структурные соотношения между минералами в метатардугитах и составы минералов свидетельствуют по крайней мере о двух этапах преобразования пород. Минералы раннего минерального парагенезиса — оливин, акцессорные хромит и низкофтористый Ti-клиногумит — имеют метаморфический генезис, в работе обсуждаются ультравысокобарные (УНР) условия их образования. На втором этапе происходило частичное замещение оливина и формирование ортопироксеносодержащих парагенезисов с Cr-Al антигоритом и/или высокохромистым хлоритом. На основе моделирования фазовых равновесий с помощью программного комплекса Perple_X установлено, что образование антигорит-ортопироксенового парагенезиса было связано с Si-Al метасоматозом при: $T \sim 630^\circ\text{C}$, $P \sim 2$ ГПа, $\lg a_{\text{SiO}_2} \sim -0.6$, $\lg a_{\text{Al}_2\text{O}_3} \sim -2.5$. Важно отметить исключительную чувствительность минерального парагенезиса к a_{SiO_2} : даже небольшое снижение $\lg a_{\text{SiO}_2}$ относительно приведенного выше значения привело бы к росту оливина с антигоритом, а повышение — к росту ортопироксена. Последнее может объяснить образование метаортопироксенитов, широко представленных среди метаультрамафитов максютовского комплекса. Аналогичные расчеты, выполненные для диапазона $X_{\text{CO}_2} = 0.01-0.05$ в $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюиде, показали, что при установленных термодинамических условиях может образовываться только магнезит, замещающий силикатные минералы. Карбонатизация и Si-Al метасоматоз являются специфическими чертами высокобарных преобразований метаультрамафитов, не установленными в ассоциирующих с ними эклогитах, кварцитах и сланцах. Подобная избирательность флюидного воздействия на разные типы пород интерпретируется как отражение их разной тектоно-метаморфической эволюции: метаультрамафиты являются фрагментами надсубдукционной мантии, тектонически совмещенными с породами погружающейся плиты (эклогитами и метаседиментными породами).

Ключевые слова: метаультрамафиты, максютовский комплекс, Ti-клиногумит, антигорит, ортопироксен, высокобарный метасоматоз, субдукция, Южный Урал

DOI: 10.31857/S0869590324010057

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические флюиды, выделяющиеся из погружающейся плиты (слэба) в зоне субдукции, наряду с микроэлементами выносят петрогенные компоненты, создавая таким образом благоприятные условия для метасоматоза в перидотитах мантийного клина (Schmidt, Poli, 2014; Spandler, Pirard, 2013; Zheng et al., 2016). Сведения о характере метасоматических преобразований перидотитов черпаются из трех основных источников: (1) высокобарные метаморфические комплексы (Nozaka, 2005; Padrón-Navarta et al., 2011; Shen et al., 2015; Scambelluri et al., 2014; Pellegrino et al., 2020; Yin et al., 2023); (2) ксенолиты мантийных перидотитов, выносимых на поверхность кимберлитовыми магмами (Downes et al., 2004; Bell et al., 2005; O'Reilly, Griffin, 2013); (3) экспериментальные данные (например, Перчук и др., 2013, 2018; Гирнис и др., 2022; Rapp et al., 1999; Bulatov et al., 2014; Pirard, Hermann, 2015; Perchuk et al., 2018a; Woodland et al., 2018).

Наиболее масштабные метасоматические преобразования происходят в относительно малоглубинной (до 90 км) части мантийного клина, где под действием кремнийсодержащего флюида протекает реакция $Ol + SiO_2$ (во флюиде) + $H_2O \rightarrow Aft$. В ходе этого процесса образуются субдукционные каналы – плоские или клинообразные области переменного размера, внутренней структуры и состава, находящиеся между погружающейся и вышележащей плитами (Gerya et al., 2002; Li et al., 2015; Wang et al., 2019). Надо отметить, что в субдукционных каналах могут доминировать как серпентиниты, так и метаморфизованные осадочные породы, вовлеченные в межплитную область из аккреционной призм (Cloos, Shreve, 1988; Wakabayashi, 2011).

Размер субдукционных каналов, выполненных серпентинитами, определяется в значительной степени термодинамической стабильностью антигорита (рис. 1) – наиболее высокобарного и высокотемпературного минерала группы серпентина. Субдукционные каналы, сложенные преимущественно серпентинитами, могут быть весьма масштабными. Например, ширина такого канала под Каскадными горами, США, по данным сейсмической томографии, достигает 50 км (Bostock et al., 2002). Численное 2D-моделирование также показывает, что ширина субдукционных каналов составляет десятки километров (Gerya et al., 2002), создавая благоприятные условия для тектонических меланжей с прямым и обратным вязким течением пород, обеспечивающим вывод на поверхность высокобарных пород (эклогитов и глаукофановых сланцев). Серпентинитовые меланжи с будинированными телами, линзами, прослоями

эклогитов и глаукофановых сланцев хорошо известны в высокобарных метаморфических комплексах (например, Krebs et al., 2008; Agard et al., 2009). Серпентинитовый меланж известен и в одной из структурных единиц максютовского комплекса, а серпентинизированные ультрамафиты встречаются в виде тектонических блоков в другой (Вализер и др., 2013б).

P-T диаграмма с полем стабильности антигорита (рис. 1а) предсказывает широкую распространенность высокобарных серпентинитов в надсубдукционной мантии независимо от ее термальной структуры. Несмотря на это, серпентиниты (метаперидотиты) в высокобарных метаморфических комплексах субдукционного генезиса не всегда содержат запись о *P-T* условиях глаукофансланцевой или эклогитовой фаций метаморфизма (например, Вализер и др., 2013б).

Индикаторами высоких давлений в надсубдукционных метаультрамафитах принято считать акцессорные минералы группы гумита – Ti-клиногумит ($TiCl, 4(M_2SiO_4) M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}$) и Ti-хондродит ($TiCh, 2(M_2SiO_4) M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}$). Согласно экспериментальным данным (Shen et al., 2015), Ti-хондродит является ультравысокобарным (UHP, ultra-high pressure, $P > 2.7$ ГПа) минералом, более глубинным, чем Ti-клиногумит (рис. 1б). Стоит отметить, что нижний порог по давлению для Ti-клиногумита экспериментально не исследовался (Weiss, 1997; Ulmer, Trommsdorff, 1999; Luth, 2003; Shen et al., 2015). Вместе с тем находки этого минерала в метаморфических комплексах малого и умеренного давления до сих пор неизвестны, что позволяет считать его высокобарным минералом. Обобщенные литературные данные по *P-T* стабильности Ti-клиногумита показывают его высокую чувствительность к содержаниям F, Ti и к железистости (рис. 1б). Влияние фугитивности кислорода на реакцию с участием ильменита пока не изучалось.

В целом метаперидотиты, содержащие Ti-клиногумит и/или Ti-хондродит, встречаются в природе довольно редко. Они описаны лишь на локальных участках в некоторых (ультра)высокобарных метаморфических комплексах в Западных Альпах (Hermann et al., 2000; Cannò et al., 2016; Rebay et al., 2012), гор Даби, Китай (Ока, 1994), Краевом тектоническом поясе Хайда в Японии (Nozaka, 2005), Кордильера-Бетика в Испании (Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2011; Jabaloy-Sánchez et al., 2015), Чилийском прибрежном хребте (González-Jiménez et al., 2017; Plissart et al., 2019), Кокчетавском массиве в Казахстане (Селятицкий, Ревердатто, 2022).

Ti-клиногумит давно известен и в максютовском эклогит-глаукофансланцевом комплексе, Южный Урал (Добрецов, 1974; Ленных, 1977;

¹ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

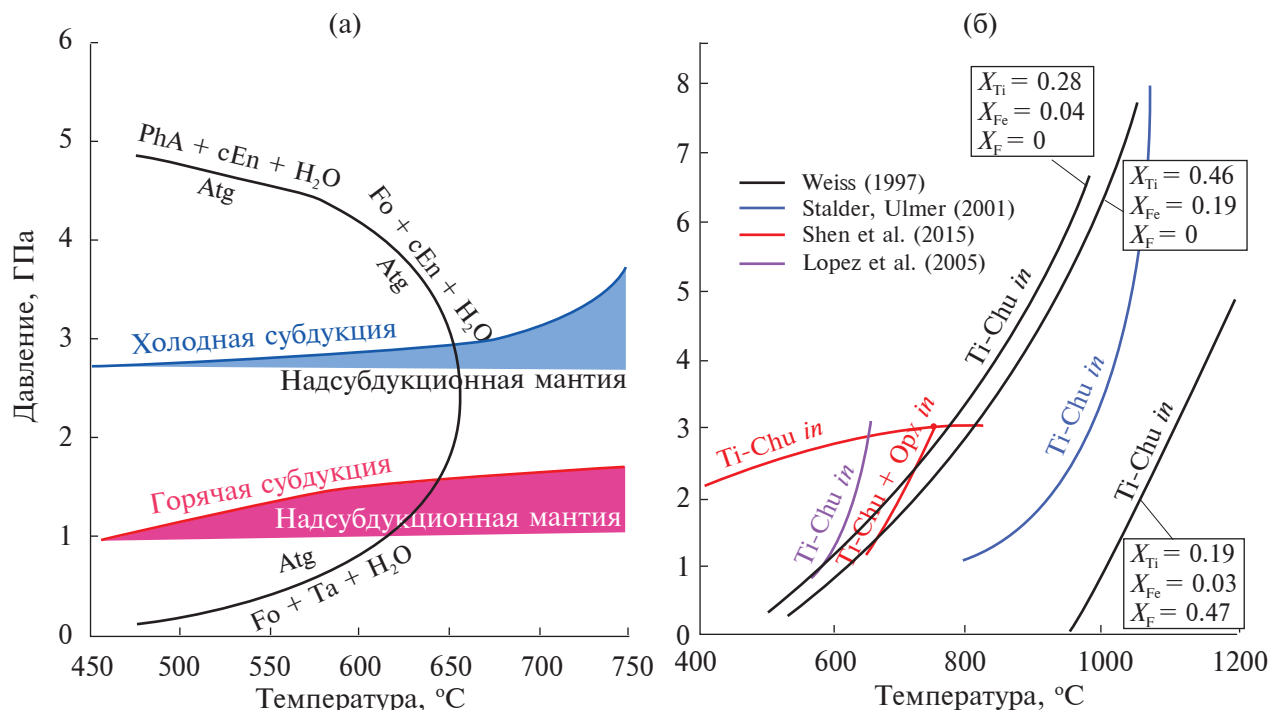


Рис. 1. *P-T* условия стабильности антигорита и Тi-клиногумита.

(а) Линии реакций разложения антигорита по экспериментальным данным (Wunder, Schreyer, 1997). Красная и синяя сплошные линии — геотермы поверхности слэбов в горячей и холодной зонах субдукции соответственно (Sygacuse et al., 2010). Красное и синее поля — *P-T* условия в мантии над слэбами в горячей и холодной зонах субдукции соответственно.

(б) Линии стабильности Тi-клиногумита. Черные линии — реакция $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ по экспериментам с разными составами Тi-клиногумита (Weiss, 1997; Ulmer, Trommsdorff, 1999). $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$, $X_{Ti} = 2Ti/(2Ti + OH)$, $X_F = F/(F + OH)$. Синяя линия — эксперименты с валовым составом антигорита, $Mg_3Si_2O_5(OH)$ с добавками FeO , Al_2O_3 , F , TiO_2 (Stalder, Ulmer, 2001). Красные линии — эксперименты с антигоритом с добавками $Ti-Chn$, $Ti-Chu$, Ol , Brc (Shen et al., 2015); выше по давлению на смену $Ti-Chu$ приходит $Ti-Chn$. Фиолетовая линия — реакция $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ на основе природных данных (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005). $Ti-Chu in$ — граница *P-T* стабильности $Ti-Chu$ в данной реакции.

Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б). Здесь он встречается в метаультрамафитах, называемых в литературе по-разному: оливин-ортопироксеновые породы, гарцбургиты, ортопироксениты, тальк-энстатитовые породы. Такой разброс в названиях, с одной стороны, отражает разнообразие минерального состава пород, а с другой — отсутствие данных по их минералогии и петрологии, что идет вразрез с изученностью других литологических типов пород максютовского комплекса, описанных в многочисленных публикациях (Добрецов 1974; Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б; Ковалев и др., 2015; Федькин, 2020; Русин и др., 2021; Lennykh et al., 1995; Beane, Connolly, 2000; Leech, Ernst, 2000; Bostick et al., 2003; Fedkin et al., 2021 и ссылки в них).

В настоящей работе приводятся результаты первого детального петрологического исследования метаультрамафитов, которое раскрывает особенности высокобарного преобразования пород в мантийном клине под воздействием комплексного

флюида, который не затрагивал породы, соседствующие с метаультрамафитами в обнажениях.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс является частью палеозойского Урало-Монгольского складчатого пояса (Пучков, 2000; Berzin et al., 1996). Комплекс представляет собой композитную тектоническую пластину шириной 12–16 км, протяженностью более 180 км, расположенную на западном склоне Южного Урала (рис. 2). Комплекс характеризуется сложной складчато-надвиговой структурой и многоэтапной историей становления (Пучков, 2000; Brown et al., 1998, 2006; Ковалев и др., 2015). На его восточной границе находится серпентинитовый меланж Главного уральского разлома, к востоку от которого развиты девонские известково-щелочные вулканы Магнитогорской островной дуги,

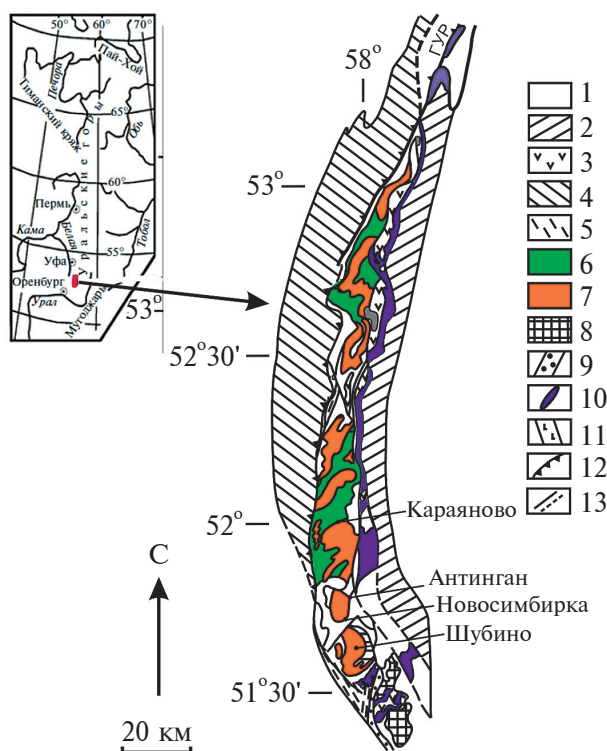


Рис. 2. Структурная схема максютовского комплекса (Вализер и др., 2013б; Ковалев и др., 2015 с изменениями).

1 — мезозойские и кайнозойские отложения, 2 — зилаирский флиш (D_3-C_1), 3 — силурийские отложения и вулканиты, 4 — кварцитосланцевые толщи суванякского комплекса, 5 — бластомилониты, 6 — верхняя, офиолитоподобная структурно-вещественная единица (СВЕ #2) максютовского комплекса, 7 — нижняя, супракрустальная структурно-вещественная единица (СВЕ #1) максютовского комплекса, 8 — ультрамафиты Халиловского массива, 9 — амфиболиты, 10 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 — диабазовые дайки, 12 — Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 — тектонические нарушения. ГУР — Главный Уральский разлом.

перекрытые в приразломной зоне отложениями флиша (D_3-C_1). На западе комплекс ограничен Янтышевско-Юлукским надвигом, отделяющим его от кварцито-сланцевых толщ суванякского комплекса и осадочных пород пассивной окраины Восточно-Европейской платформы.

В пределах комплекса выделяют две структурно-вещественные единицы (СВЕ) (Вализер др., 2013б; Голионко и др., 2021; Dobretsov et al., 1996; Leech, Ernst, 2000; Brown et al., 2006): нижнюю (СВЕ #1, Unit #1) — супракрустальную и верхнюю (СВЕ #2, Unit #2) — офиолитоподобную.

Нижняя СВЕ #1 — высокобарная (НР-УНР(?) метаморфизм), в ней преобладают метаосадочные породы с будинами и тектоническими блоками

эклогитов, реже метаультрамафитов. Метаультрамафиты связаны пространственно с пластообразными телами эклогитов. Имеется также описание расслоенного тела мощностью до 35 м, верхний горизонт которого сложен глаукофанизированными эклогитами, а нижний — энстатитами, тальк-энстатитовыми, тальк-актинолитовыми сланцами (Ковалев и др., 2015). Метаосадочные породы представлены графитовыми и слюдяными кварцитами и сланцами с гранатом, глаукофаном, омфацитом, лавсонитом и фенгитом. В пределах комплекса известно до десяти таких зон (Вализер, Ленных, 1988; Lennykh et al., 1995).

Наиболее изученный Караяновский участок (район дер. Караяново), рассматриваемый в настоящей работе, — это зона контакта нижней и верхней единиц, простирающихся субширотно более чем на 12 км. Особое внимание исследователей (настоящая работа не стала исключением) привлекает центральная часть — скала, находящаяся в каньоне р. Сакмара (рис. 3). Здесь наблюдается сбросово-сдвиговая зона шириной 600–700 м, где складчатые структуры разрушены, много эклогитов в будинах и пластовых телах подвергнуты рассланцеванию.

Для некоторых пород этой группы были предложены ультравысокобарные условия образования (>3.2 ГПа и $630-650^\circ\text{C}$) на основе (1) радиальных трещин вокруг включений кварца в омфаците из эклогита (Чесноков, Попов, 1965), (2) кубообразных агрегатов графита в кварц-гранат-фенгитовом сланце (Leech, Ernst, 1998), (3) нанокристаллических агрегатов алмаза (с необычайно широкими пиками рамановского рассеяния) во включениях в гранате из фенгит-гранатового гнейса (Bostick et al., 2003).

Геотермобарометрические исследования эклогитов показывают весьма существенный разброс в оценках предельных значений температуры и давления — от относительно “холодного” режима субдукции ($\sim 550^\circ\text{C}$, ~ 2.3 ГПа, Lennykh et al., 1995; $\sim 500^\circ\text{C}$, ~ 1.7 ГПа, Bostick et al., 2003) до “горячего” (690°C , 2.4 ГПа, $660-710^\circ\text{C}$, 1.7–1.9 ГПа, Ковалев и др., 2015).

В нижней СВЕ #1 выделяется существенно метаосадочная юмагузинская серия, встречающаяся среди крупных скальных выходов по рекам Сакмара, Крепостной Зилаур, Баракал, Губерля и др. В ее составе широко распространены слюдяные и кварц-слюдяные сланцы с гранатом, глаукофан-кросситом, нередко содержащие хлормеланит, клиноцоизит, хлоритоид. Отличительной особенностью многих пород является содержание зеленого фенгита. Довольно редкими, но характерными для нее являются слюдяные кварциты с микроклином, слюдяно-хлормеланит-кварцевые сланцы и сланцы с серебристо-белым парагонитом.

Глаукофансодержащие эклогиты и гранат-глаукофан-клиноцоизитовые гранофельсы образуют пластовые тела среди метаосадочных пород. Из представленного описания следует, что в СВЕ #1 преобладают глубоко погруженные породы аккреционного комплекса или окраины Балтики, среди которых встречаются метаморфизованные фрагменты океанической коры и мантийного клина.

Верхняя СВЕ #2 представлена в основном зелеными сланцами, слагающими горизонты мощностью до нескольких сотен метров или отдельные тела (будины) среди графитистых кварцитов, слюдястых и стильпномелановых сланцев и линз мраморов. В основании единицы выделяются фрагменты серпентинитового меланжа, экзотические блоки, которые представлены гранат-клинопироксеновыми гранофельсами, а также эклогитами и другими породами, содержащими псевдоморфозы по лавсониту. К числу таких пород относятся, например, родингиты, претерпевшие высокобарный метаморфизм, а также К- и Mg-метасоматоз (Beane, Liou, 2005; Вализер и др., 2013б).

По мнению большинства исследователей, протолитом эклогитов и глаукофановых сланцев являются силлы и дайки основного состава, внедренные в метаосадочные толщи во время континентального рифтогенеза на окраине Балтики (Brown et al., 2006; Beane, Leach, 2007 и ссылки в них). Однако геохимические исследования последних лет показали более сложную картину (Ковалев и др., 2015; Fedkin et al., 2021). Так, В. В. Федькин с соавторами установили (Fedkin et al., 2021), что эклогиты максютовского комплекса: (1) характеризуются вариативностью состава протолита — от толеитовых базальтов (отличных от N-MORB) к известково-щелочным базальтам, андезибазальтам и андезитам; (2) отличаются контрастным проявлением натрового метасоматоза; (3) на дискриминационных диаграммах попадают в поля базальтов океанов, океанических островов и континентов. Другая группа исследователей (Ковалев и др., 2015) также обращает внимание на многообразие протолита, отмечая, что прекурсором эклогитов были базальтоиды, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках, существовавших в регионе в кембрий(?)—ордовик—силурийское(?) время.

Геохронологические данные, полученные U/Pb, Sm/Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr методами для эклогитов и глаукофановых сланцев нижней единицы, послужили основанием для вывода о связи высокобарического метаморфизма максютовского комплекса с косой левосторонней коллизией между Магнитогорской дугой и окраиной Балтики (Восточно-Европейского континента) в конце девона (Шацкий и др., 1997; Brown et al., 1998; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002). Высокобарный метаморфизм датируется от 375 до 400 млн лет

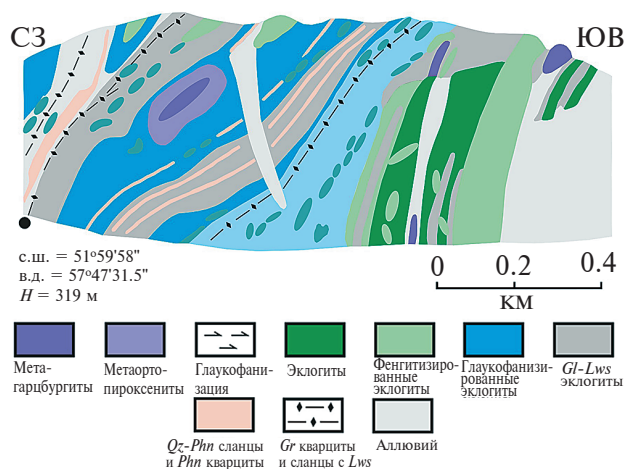


Рис. 3. Геологическая схема выхода высокобарных пород в районе дер. Караяново (Lennykh, Valizer, 1999). Изученные образцы отбирались из осыпи под крупным телом, находящимся в северо-западной части обнажения.

(Краснобаев и др., 2015, 2017; Beane, Connelly, 2000; Leech, Ernst, 2000). Датировки, полученные U-Pb методом по цирконам и рутилам из пород нижней единицы (2350—1490 и 545—440 млн лет), позволяют говорить о длительной докембрийской истории максютовского комплекса (Вализер и др., 2011, 2013б).

Образцы метаультрамафитов были отобраны из осыпи у подножья скалы в левом борту р. Сакмары вблизи дер. Караяново (рис. 3). Здесь в наиболее труднодоступной части скалы среди эклогитов залегает овальное тело ультрамафитов (40 × 20 м), для которого отмечается увеличение доли метаортопироксенитов в краевых частях (рис. 3). Поскольку выходов ультрамафитов выше по течению реки не наблюдается, мы предполагаем, что отобранные образцы являются фрагментами именно этого тела.

ПЕТРОГРАФИЯ

Для исследований были отобраны три образца метаультрамафитов (рис. 4), отражающие разные стадии высокобарных метасоматических преобразований. Наименьшую степень изменений имеет антигорит-хлоритовый метагарибургит (*Atg-Chl-Opx-Ol* гранофельс²), несколько больше изменен магнезит-антигоритовый метагарибургит (*Mgs-Ol-Opx-Atg* гранофельс), предельную степень изменений имеет антигорит-хлоритовый

² Названия в скобках здесь и далее даны согласно классификации метаморфических пород (Schmid et al., 2007), разработанной специальной комиссией при Международном союзе геологических наук, IUGS.

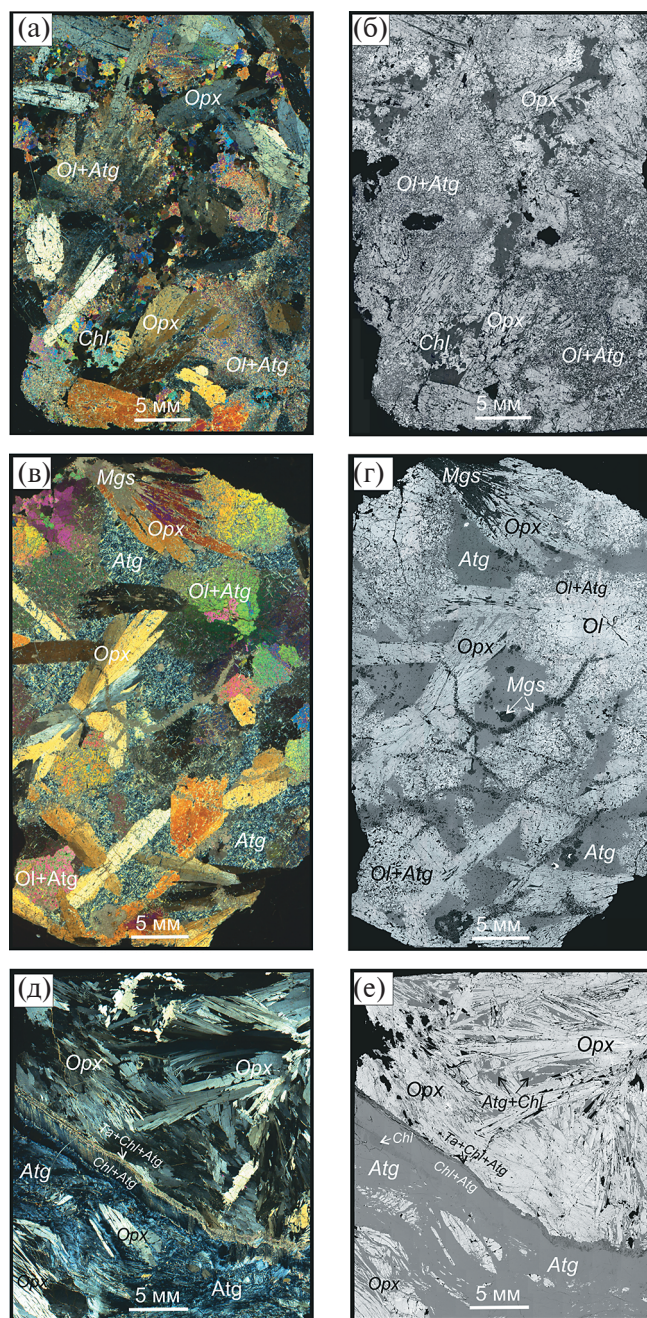


Рис. 4. Сканированные шлифы (со скрепленными поляризационными пленками) и их изображения в обратнорассеянных электронах (справа) исследованных пород.

(а, б) – *Atg-Chl* метагаббрит (обр. МК 3.23). (в, г) – *Mgs-Atg* метагаббрит (обр. МК 3.25). (д, е) – *Atg-Chl* метаортопироксенит с антигоровой жилой (обр. МК 3.22).

метаортопироксенит (*Chl-Atg-Opx* гранофельс). Минеральный состав пород представлен в табл. 1.

Антигорит-хлоритовый метагаббрит (обр. МК 3.23) – порода с массивной текстурой,

гетеробластовой, мелко-крупнозернистой, нематолепидогранобластовой структурой (рис. 4а). Породообразующие минералы представлены хлоритом, антигоритом, ортопироксеном и оливином. В акцессорных количествах присутствуют хромит, магнезит, Ti-клиногумит и ильменит. Пойкилитовые зерна оливина размером до 8 мм равномерно распространены по породе, они пронизаны многочисленными разноориентированными иглами позднего антигорита (рис. 4а, 4б, 5а, 5г), но центральные части некоторых зерен серпентинизацией не затронуты (рис. 4а, 4б). Почти половина породы сложена субидiomорфными кристаллами ортопироксена длиной до 1 см (рис. 4а, 4б), замещающими оливин, о чем можно судить по включениям в нем оливина (рис. 5в, 5г). Ортопироксен обычно имеет идиоморфные очертания на границах с хлоритом и антигоритом (рис. 5б). Примечательно, что в оливине, контактирующем с хлоритом, наблюдается пониженное количество игл антигорита по сравнению с оливином в бесхлоритовой области (сравните рис. 5г и 5д). Магнезит часто ассоциирует с антигоритом (рис. 5е). Иголочки антигорита иногда пронзают хлорит. Ti-клиногумит находится во включениях в оливине и в ортопироксене (рис. 5а–5в). Его можно встретить в срастаниях с хромитом или в полиминеральном включении *Ti-Chu* + *Ol* + *Ilm* ± *Chr* (рис. 5б, 5в). Хромит образует сыпь из мельчайших (<50 мкм) включений в оливине и ортопироксене.

Магнезит-антигоритовый метагаббрит (обр. МК 3.25) имеет массивную текстуру. Структура породы порфиробластовая, нематолепидогранобластовая (рис. 4б). Порфиробласты представлены длиннопризматическими субидiomорфными кристаллами ортопироксена (рис. 4в, 4г). Крупные кристаллы ортопироксена часто образуют радиально-лучистые агрегаты (рис. 4в, 4г). Подобные структуры известны, например, в хлоритовых метагаббритах в Кордильерах Бетик в Испании (Padrón-Navarta et al., 2011), авторы называют эту структуру спинифексоподобной. Породообразующие минералы представлены оливином, ортопироксеном, антигоритом и магнезитом. Акцессорными минералами являются хромит, ильменит и Ti-клиногумит (единичные зерна). Зерна оливина размером до 8 мм равномерно распределены по породе, они замещаются ортопироксеном и антигоритом, о чем можно судить по включениям оливина в ортопироксене, а также по фрагментам реликтовых кристаллов оливина в антигоритовом матриксе (рис. 6в). Антигорит встречается в виде разрозненных игольчатых кристаллов, наполняющих оливин, реже встречающихся в ортопироксене и магнезите (рис. 6). Наиболее распространен этот минерал в плотных листоватых массах, не имеющих сланцеватости и находящихся в равновесных

Таблица 1. Минеральный состав метаультрамафитов

Номер образца	<i>Ol</i>	<i>Opx</i>	<i>Chl</i>	<i>Atg</i>	<i>Mst</i>	<i>Ta</i>	<i>Ti-Chu</i>	<i>Chr</i>	<i>Ilm</i>
МК 3.22		+	+	+		+			
МК 3.23	+		+	+	+		+	+	+
МК 3.25	+	+		+	+		+	+	

соотношениях с порфиробластами ортопироксена (рис. 6а, 6б). Ti-клиногумит и хромит находятся во включениях в оливине и в ортопироксене. Ti-клиногумит встречается много реже, чем в антигорит-хлоритовом метагарцбургите. Хромит встречается в виде многочисленных мелких включений в оливине и ортопироксене, в антигорите образует редкие, но относительно крупные скопления зерен.

Структурное положение магнетита в породе неоднозначное (рис. 6). С одной стороны, жилы карбоната секут ортопироксен и антигорит (рис. 4в, 4г, 6г). С другой — листочки антигорита встречаются в карбонатных жилах (рис. 6е), иногда заполняя их наполовину, а в областях масштабной антигоритизации наблюдается растворение реликтовых кристаллов магнетита (рис. 6б). Кроме того, иногда встречаются срастания магнетита с ортопироксеном (рис. 6д), которые, по всей видимости, отражают раннюю стадию замещения ортопироксена магнетитом (рис. 6д, врезка). Возможные причины таких соотношений рассматриваются в разделе “Обсуждение результатов”.

Антигорит-хлоритовый метаортопироксенит (обр. МК 3.22) имеет массивную текстуру, гетеробластовую, лепидогранобластовую структуру (рис. 4д, 4е). Порода преимущественно сложена длиннопризматическими кристаллами ортопироксена, напоминающими структуру спинифекс в коматиитах. Пространство между ортопироксеном заполнено плотными листоватыми массами, сложенными антигоритом и хлоритом, последний заметно преобладает. В отличие от предыдущих пород, в ортопироксене не обнаружены включения каких-либо минералов. Аксессуарных минералов практически нет, обнаружено лишь несколько зерен хромита размером менее 3 мкм. Порода прорывает механически более прочная, чем сама порода, серпентинитовая жила мощностью около 1 см. В жиле наблюдается сланцеватость, параллельная контакту, расланцевание затрагивает и зерна ортопироксена, находящиеся в 5 мм зоне возле контакта (рис. 4д, 4е). На контакте с жилой образуется реакционная зона (до 500 мкм), выполненная агрегатом из мелких кристаллов талька, хлорита и антигорита. В жиле встречаются редкие реликтовые кристаллы ортопироксена и хлорита.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Электронно-микроскопические исследования и электронно-зондовый микроанализ минералов проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ.

Химические анализы фаз были получены с помощью электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8230 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Структурные взаимоотношения экспериментальных фаз изучались в режиме обратнорассеянных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Количественный микроанализ минералов с использованием пяти кристалл-дифракционных спектрометров проводился в режиме сфокусированного электронного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 20 нА. В качестве стандартов для измерения главных элементов применяли природные силикаты. Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло 30 с, на фоне 15 с. В этих условиях величина стандартного отклонения при измерении главных компонентов не превышала 0.9 отн. %.

Представительные анализы минералов приводятся в табл. 2–6. Пересчет электронно-зондовых микроанализов осуществлялся по кислородному методу с учетом трехвалентного железа (Fe^{3+}) для хромита.

Оливин образует реликтовые зерна в матриксе породы и находится во включениях в ортопироксене в двух образцах метагарцбургитов (МК 3.23 и МК 3.25). Оливины в обоих образцах имеют составы, отличающиеся на сотую долю по магнетиальности (табл. 2, рис. 7). Зональность в пределах отдельных зерен не выявлена. Включения оливина в ортопироксене в каждой из пород, как правило, попадают в диапазоны составов оливинов матрикса. При этом все оливины заметно отличаются от оливинов из мантийных перидотитов и базальтов COX (MORB) повышенным содержанием никеля, частично попадая в большое поле оливинов из океанических островов, OIB (рис. 7а). Повышенное содержание никеля характерно для метаморфогенных оливинов из высокотемпературных комплексов (Endo et al., 2015).

Ортопироксен во всех изученных образцах представлен энстатитом с невысоким содержанием

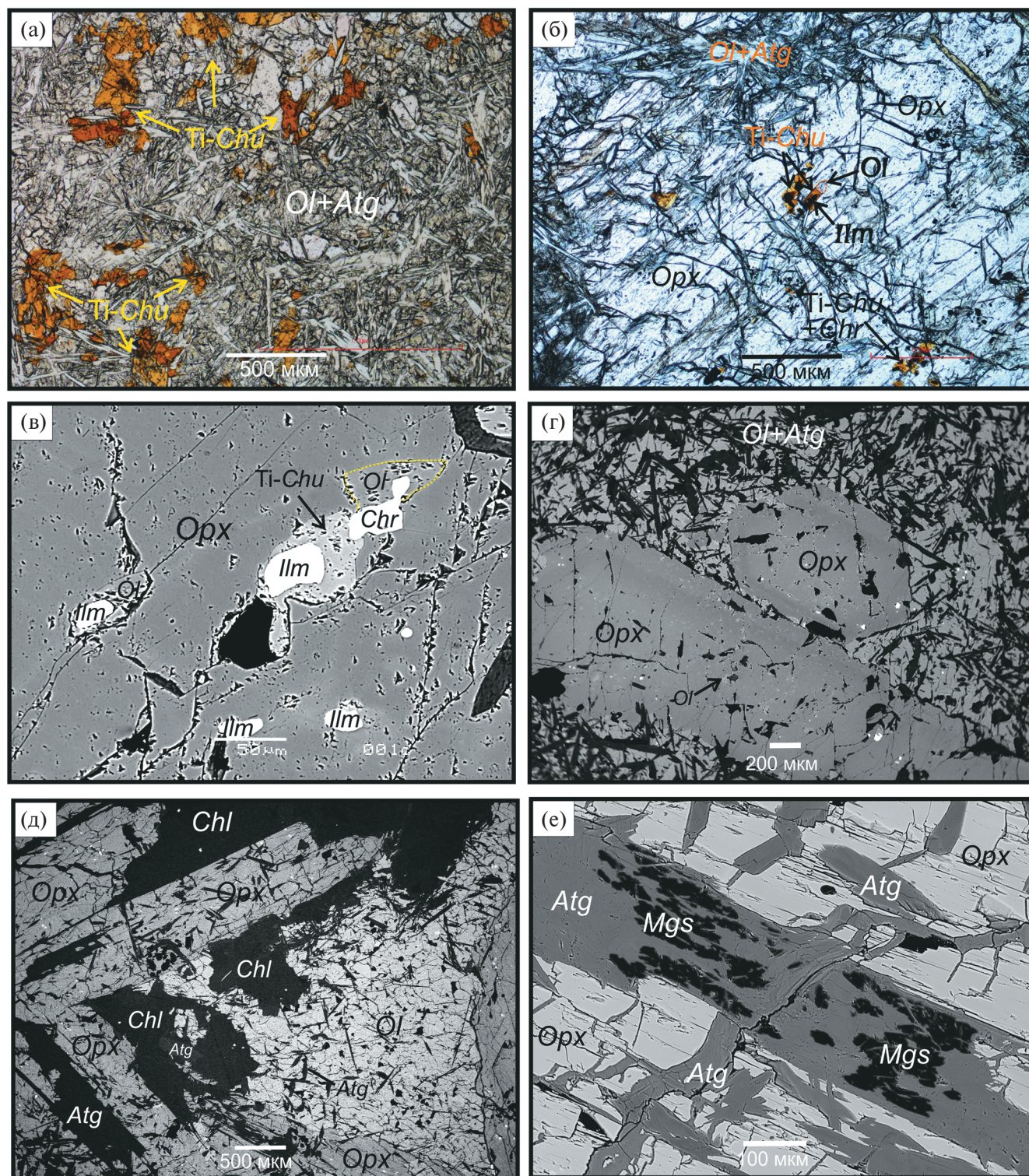


Рис. 5. Петрографические и микроструктурные особенности антигорит-хлоритового метабазита (обр. МК 3.23). (а) – включения Тi-клинохлорита в зерне оливины, пронизанного многочисленными вторичными иглами антигорита. (б, в) – полиминеральные включения (Ti-Chu + Chr + Ol ± Ilm) в ортопироксене. (г) – зональные идиобласты ортопироксена, окруженные пойкилитовым оливином; мелкие (<5 мкм) белые пятнышки в оливине и ортопироксене – хромит. (д) – сосуществующие порфиробласты ортопироксена и хлорита; оливин содержит редкие иглы вторичного антигорита. (е) – антигорит и магнетит в ортопироксене. Микрофотографии (а) и (б) – оптическое изображение участков шлифа, (в)–(е) – изображения в обратнорассеянных электронах.

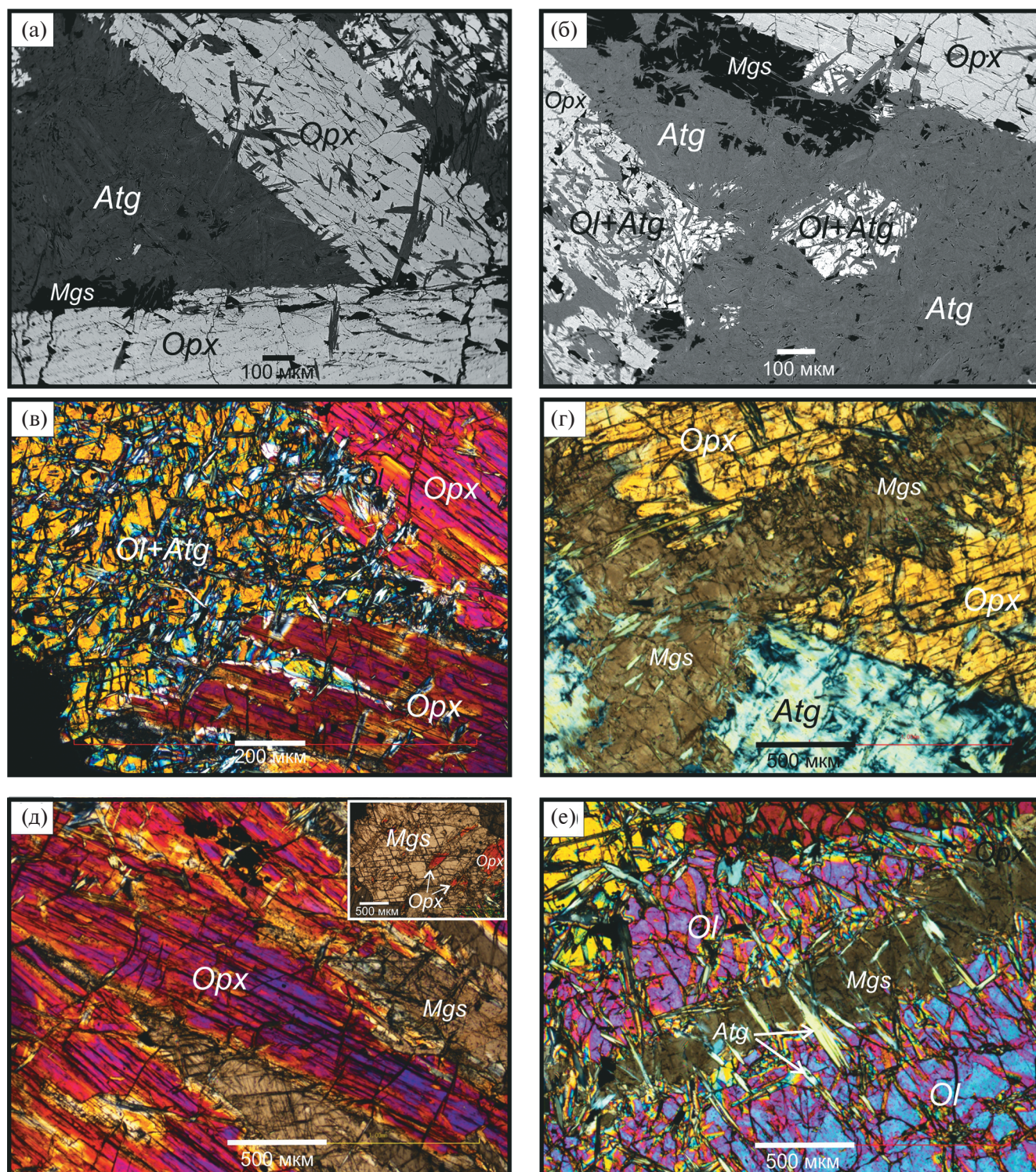


Рис. 6. Петрографические и микроструктурные особенности магнезит-антигоритового метагартцбургита (обр. МК 3.25).

(а) – субидiomорфные кристаллы ортопироксена, сосуществующие с плотной листоватой массой антигорита. (б) – частичное замещение оливина и магнезита антигоритом и равновесные соотношения с ортопироксеном. (в) – ортопироксен, замещающий реликтовый оливин. (г) – жилы магнезита, пронизывающие ортопироксен и антигорит. (д) – замещение ортопироксена магнезитом, имеющее вид срастания; на врезке – более развитая стадия этого замещения. (е) – жила магнезита в оливине; иглы антигорита пронизывают жилу и вмещающий оливин. (а) и (б) – изображения в обратнорассеянных электронах, (в)–(е) – оптическое изображение, николи скрещены.

Таблица 2. Представительные микрондовые анализы и ортопироксена из метаультрамафитов мажонтовского комплекса

Компо- ненты	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
	MK 3.23*	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.23	MK 3.25	MK 3.25	MK 3.25	MK 3.25	MK 3.25	MK 3.22	MK 3.22	MK 3.22
	центр	край	вкл в Opx	центр	край	вкл в Opx	центр	край	центр	центр	край	центр	край	центр	центр	край	жила
SiO ₂	40.56	40.96	41.00	40.45	40.64	40.67	57.01	57.31	56.86	57.54	57.71	57.30	56.82	57.55	57.07	57.61	58.11
TiO ₂	0.03	нпо	0.02	нпо	нпо	нпо	0.01	нпо	0.05	0.03	0.03	нпо	0.01	нпо	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.10	0.03	0.13
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	нпо	нпо	нпо	0.03	0.01	0.03	0.05	0.04	0.01	0.04	0.05	0.01	0.01	0.21
FeO	9.13	9.29	9.13	10.03	9.97	10.14	7.15	5.93	8.84	5.73	5.58	6.89	8.08	8.08	6.48	6.40	6.08
MnO	0.08	0.10	0.04	0.09	0.10	0.10	0.16	0.12	0.18	0.06	0.05	0.09	0.12	0.23	0.18	0.16	0.06
MgO	49.16	49.75	49.65	48.69	48.88	48.60	35.39	36.13	33.73	36.30	36.47	35.50	34.42	34.63	35.75	35.48	36.20
CaO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.01	0.05	0.02	0.05	0.03	0.03	0.06	0.08	0.07	0.08
NiO	0.47	0.47	0.55	0.46	0.46	0.44	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	99.44	100.56	100.40	99.72	100.05	99.95	99.76	99.53	99.75	99.78	99.98	99.85	99.54	100.61	99.68	99.77	100.87
O	4	4	4	4	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	0.995	0.997	1.000	0.995	0.996	1.000	1.978	1.981	1.987	1.981	1.982	1.982	1.983	1.986	1.976	1.990	1.982
Ti	0.001	нпо	0.000	нпо	нпо	нпо	0.000	нпо	0.001	0.001	0.001	нпо	0.000	нпо	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.005
Cr	0.000	0.000	0.000	нпо	нпо	нпо	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003
Fe ²⁺	0.179	0.189	0.186	0.207	0.205	0.208	0.208	0.171	0.258	0.165	0.160	0.199	0.236	0.233	0.187	0.185	0.174
Mn	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.005	0.003	0.005	0.002	0.002	0.003	0.004	0.007	0.005	0.005	0.002
Mg	1.820	1.805	1.803	1.788	1.789	1.781	1.830	1.861	1.757	1.863	1.866	1.830	1.790	1.781	1.845	1.826	1.841
Ca	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003
Ni	0.008	0.009	0.011	0.009	0.009	0.009	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	3.005	3.002	3.002	3.001	3.000	3.000	4.021	4.018	4.011	4.015	4.015	4.017	4.016	4.012	4.021	4.009	4.009
X _{Mg}	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90	0.92	0.87	0.92	0.92	0.90	0.88	0.88	0.91	0.91	0.91

Примечание. Здесь и далее: нпо — ниже порога обнаружения, $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

Al_2O_3 и вариативностью магнезиальности в пределах первых номеров (табл. 2, рис. 8). В *Atg-Chl* метагарцбургите (обр. МК 3.23) отмечаются наименьшие вариации состава ортопироксена: $X_{\text{Mg}} = 0.90\text{--}0.92$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.01\text{--}0.10$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.00\text{--}0.08$ мас. %. В некоторых порфиро-блотах из этого образца видна концентрическая ростовая зональность (рис. 5г), отражающая повышение магнезиальности на 0.01–0.02 от центра к краю. В ядрах некоторых порфиробластов можно наблюдать пятнистую зональность, с которой связаны наиболее железистые участки. Краевые части зерен однородны по составу и имеют наиболее высокую магнезиальность. Ортопироксен из жилы, секущей *Atg-Chl-Opx* метаортопироксенит, имеет повышенные содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 .

Антигорит встречается во всех изученных образцах. Главными особенностями его состава являются повышенные содержания Cr_2O_3 (до 2.1 мас. %) и Al_2O_3 (до 4.1 мас. %), а также неизменная магнезиальность, $X_{\text{Mg}} = 0.95$ (табл. 3). Насколько нам известно, это наиболее хромистые антигориты из высокobarных метаморфических комплексов (Padrón-Navarta et al., 2011; Shen et al., 2015 и ссылки в них). Между содержаниями алюминия и кремния в антигорите видна четкая отрицательная корреляция (рис. 9а), между хромом и алюминием — положительная (рис. 9б). В метагарцбургитах антигорит образует плотные массы между ортопироксенами и оливинами. Состав антигорита здесь меняется в широком диапазоне (рис. 9), даже на микроуровне. Игольчатые включения в оливине и в ортопироксене имеют сходные вариации состава, иголки в хлорите из *Chl* метагарцбургита отличаются повышенными содержаниями Cr и Al . Закономерностей в изменении состава в пределах каждого структурного типа (включения, плотные массы) не выявлено. Антигорит в *Atg-Chl* метаортопироксените находится в нижней части поля составов антигорита из *Atg-Chl* метагарцбургита (рис. 9). В серпентинитовой жиле из этого образца содержание Cr снижается до 0.3 форм. ед.

Хлорит встречается в *Atg-Chl* метагарцбургите и *Atg-Chl* метаортопироксените. По составу хлорит отвечает пеннину. Для него характерны повышенные содержания Cr_2O_3 (3.5 мас. %), Al_2O_3 (12.5 мас. %) и высокая магнезиальность $X_{\text{Mg}} \sim 0.95$ (табл. 3). В наиболее крупных зернах хлорита из *Atg-Chl* метагарцбургита наблюдается пятнистая зональность, определяемая изоморфизмом хрома и алюминия. Для хлорита в *Atg-Chl* метаортопироксените характерно изоморфное замещение (Al^{3+} , Cr^{3+}) $\leftrightarrow$ (Si^{4+} , Mg^{2+}). Скелетные хлориты в жилах имеют повышенное содержание кремния и пониженное хрома, отвечающее предельным значениям в породе.

Карбонат представлен только магнезитом, он встречен в *Atg-Chl* и *Mgs-Atg* метагарцбургитах (табл. 4). В *Atg-Chl* метагарцбургите магнезит имеет

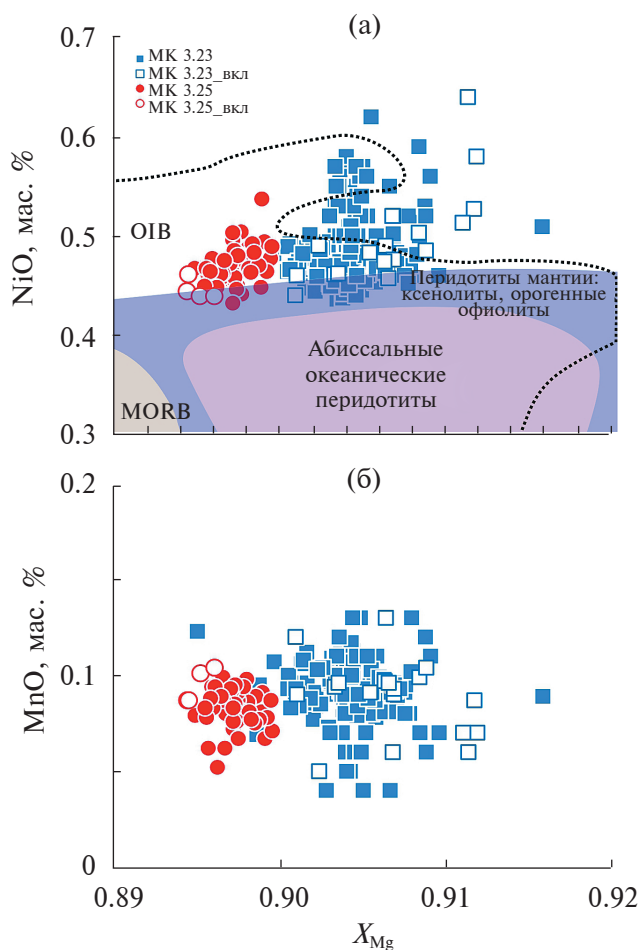


Рис. 7. Параметры состава оливина в крупных зернах и во включениях в ортопироксене из обр. МК 3.23 и МК 3.25.

(а) Диаграмма $X_{\text{Mg}}\text{--NiO}$ (мас. %), (б) диаграмма $X_{\text{Mg}}\text{--MnO}$ (мас. %). Фрагменты полей составов оливина из перидотитов мантии (лиловое), абиссальных перидотитов (сиреневое), базальтов COX (MORB, бежевое) и базальтов океанических островов (OIB, точечная пограничная линия, бесцветное) (Sobolev et al., 2005).

выдержанный состав ($X_{\text{Mg}} = 0.94\text{--}0.95$), в отличие от *Mgs-Atg* метагарцбургита, где отмечается более широкое изменение магнезиальности, $X_{\text{Mg}} = 0.93\text{--}0.97$, как в пределах одного зерна, так и разных, включая соседние.

Тi-клиногумит находится во включениях в оливине и в ортопироксене из метагарцбургитов, его состав представлен в табл. 5 и на рис. 10. Тi-клиногумит в обеих породах характеризуется невысоким содержанием фтора (не более 0.62 мас. %, $X_{\text{F}} = \text{F (форм. ед.)}/2 = 0.01\text{--}0.03$), отличаясь в *Atg-Chl* метагарцбургите более высокой магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 0.90\text{--}0.91$ (vs 0.89–0.90 в *Mgs-Atg* метагарцбургите) и диапазоном содержания

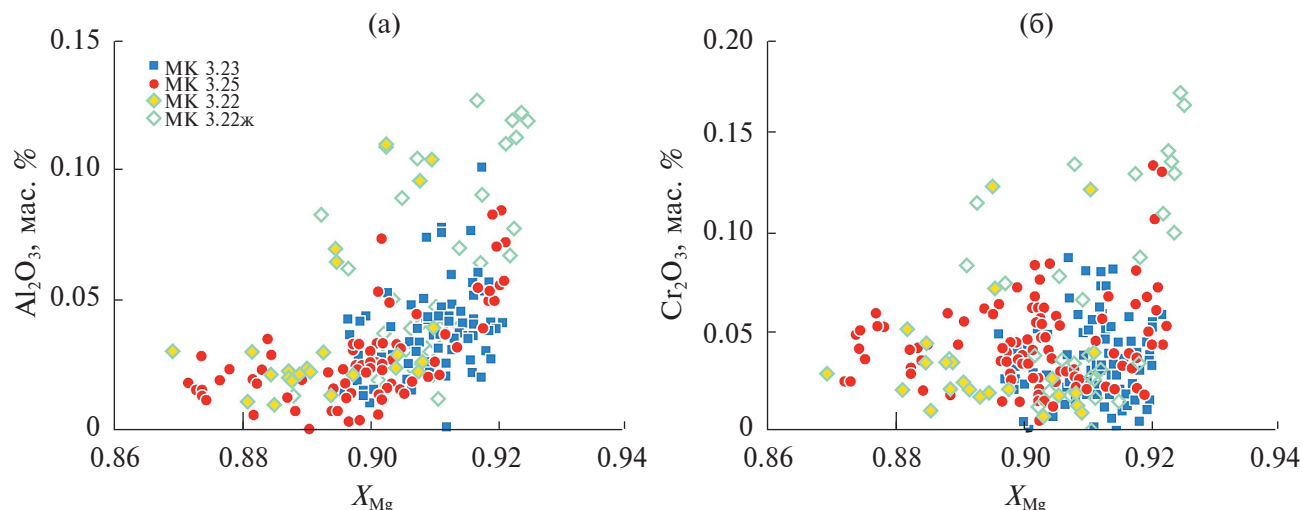


Рис. 8. Параметры состава ортопироксена из метавултрамафитов (обр. МК 3.23, МК 3.25, МК 3.22ж). (а) Диаграмма $X_{\text{Mg}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (мас. %), (б) диаграмма $X_{\text{Mg}}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (мас. %). Обр. МК 3.22ж — ортопироксен из антигоритовой жилы.

Ti = 0.27–0.45 форм. ед. (0.37–0.43 форм. ед.) (рис. 10а, 10б). Состав включений Ti-клиногумита в *Atg-Chl* метагарцбургите практически не зависит от минерала-хозяина. Того же нельзя сказать о Ti-клиногумите из *Mgs-Atg* метагарцбургита, где ортопироксен содержит более фтористые и менее титанистые включения клиногумита, чем оливин. Заметим, что количество анализов во второй породе много меньше из-за малой распространенности в ней Ti-клиногумита. Состав клиногумита в обеих породах изменяется вдоль теоретического обменного вектора $\text{TiO}_2\text{Mg}_{-1}\text{OH}_{-1}$, предложенного (Evans, Trommsdorff, 1983), и хорошо воспроизводимого в минерале из разных высокobarных комплексов (Shen et al., 2015).

Хромит встречен только в метагарцбургитах (табл. 6), где он имеет довольно выдержанный состав, характеризующийся пониженным содержанием Al_2O_3 и повышенным Fe_2O_3 (рис. 11). Такие составы не характерны для мантийных хромитов, абиссальных, субкратонных и преддуговых перидотитов, равно как для кумулусных ультрамафитов (рис. 11). Последнее важно, так как исключается кумулусное происхождение рассматриваемых пород. Хромиты в них отвечают по составу хромитам из метавултрамафитов высокobarных комплексов (например, Shen et al., 2015; González-Jiménez et al., 2017).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Главные (петрогенные) элементы

Валовый химический состав рассматриваемых в настоящей работе образцов метавултрамафитов и антигоритовой жилы, секущей *Atg-Chl*

метаортопироксенит, определялся в ЦКП ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия модель Axios производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС 2010. Размеры проб обычно составляли 50–70 г. После квартования, навески размером 4–6 г истирались в агатовой ступке. Подготовка препаратов для анализа выполнена по технологии боратного плавления. Погрешность результатов анализа соответствует III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Содержание железа вне зависимости от действительного валентного состояния представлено в суммарной форме оксида $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$.

Химический состав проб по главным петрологическим элементам представлен в табл. 7. Образцы показывают различные потери при прокаливании (П.п.п.) от 2.92 до 10.36 мас. %. Наименьшие потери наблюдаются в *Atg-Chl* метаортопироксените (обр. МК 3.22) и в *Atg-Chl* метагарцбургите (обр. МК 3.23), наибольшие — в антигоритовой жиле из *Atg-Chl* метаортопироксенита и в *Mgs-Atg* метагарцбургите (обр. МК 3.25). Все образцы показывают деплетированные составы с низкими содержаниями CaO (0.04–0.11 мас. %) и Al_2O_3 (0.98–3.23 мас. %). Все образцы характеризуются высокой магнезиальностью $X_{\text{Mg}} = 0.89\text{--}0.92$; по содержанию SiO_2 все нормализованные на 100% составы отвечают породам основного состава.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы антитерита и хлорита из метаксультрамафитов максютовского комплекса

Компо- ненты	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg	Atg*	Atg	Atg	Atg	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.23	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22	МК 3.22
	в Оpx	в Оl	в Chl	в Оpx	в Оl	агрегат	агрегат	порода	реакц. зона	жила	крупн. зерно	с Atg	с Atg	с Atg	жила	реакц. зона
SiO ₂	41.41	40.59	40.07	42.81	41.82	42.15	41.04	42.20	40.91	43.10	32.93	33.14	33.37	35.01	34.82	33.53
TiO ₂	0.02	0.01	нпо	0.01	нпо	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	нпо	нпо	0.03
Al ₂ O ₃	3.24	3.29	3.84	2.30	2.64	2.23	3.24	3.08	3.09	2.43	13.00	12.12	12.35	12.45	12.10	12.33
Cr ₂ O ₃	1.50	1.25	2.07	0.56	1.14	0.81	1.64	1.07	1.11	0.60	2.24	3.59	2.89	1.27	1.29	3.94
FeO	3.47	3.74	3.35	3.78	3.59	3.58	3.55	3.75	3.95	3.73	3.58	3.37	3.01	3.08	3.16	3.03
MnO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	нпо	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02
MgO	37.14	36.33	36.26	38.12	37.17	37.77	37.09	36.73	36.52	37.24	33.95	33.64	33.15	33.80	34.06	32.67
NiO	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	-	0.13	0.10	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	87.02	85.46	85.84	87.84	86.58	86.77	86.82	86.84	85.74	87.30	86.01	86.16	84.95	85.81	85.61	85.78
O	116	116	116	116	116	116	116	116	116	116	28	28	28	28	28	28
Si	32.267	32.247	31.731	32.973	32.716	32.873	32.106	32.851	32.420	33.346	6.351	6.401	6.490	6.689	6.677	6.482
Ti	0.013	0.005	0.000	0.008	нпо	0.004	0.015	0.011	0.011	0.006	0.005	0.003	0.003	нпо	нпо	0.005
Al	2.975	3.081	3.585	2.091	2.432	2.049	2.989	2.827	2.886	2.218	2.956	2.758	2.831	2.803	2.735	2.808
Cr	0.927	0.784	1.298	0.341	0.703	0.498	1.011	0.657	0.698	0.366	0.341	0.548	0.444	0.192	0.196	0.602
Fe ²⁺	2.255	2.477	2.216	2.431	2.344	2.333	2.319	2.433	2.611	2.410	0.575	0.543	0.488	0.491	0.505	0.489
Mn	0.008	0.017	0.021	0.017	0.010	0.005	0.009	нпо	0.008	0.051	0.001	0.002	0.001	0.004	0.005	0.004
Mg	43.149	43.021	42.808	43.768	43.347	43.920	43.262	42.617	43.140	42.953	9.760	9.686	9.611	9.627	9.738	9.414
Ni	0.139	0.143	0.139	0.139	0.134	0.139	0.139	-	0.090	0.077	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	81.732	81.777	81.798	81.767	81.686	81.822	81.851	81.396	81.864	81.427	19.989	19.940	19.868	19.807	19.856	19.804
X _{Mg}	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94	0.95	0.94	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95

Примечание. Прочерк – не измерялось.
*Анализ №111, используемый далее в расчетах.

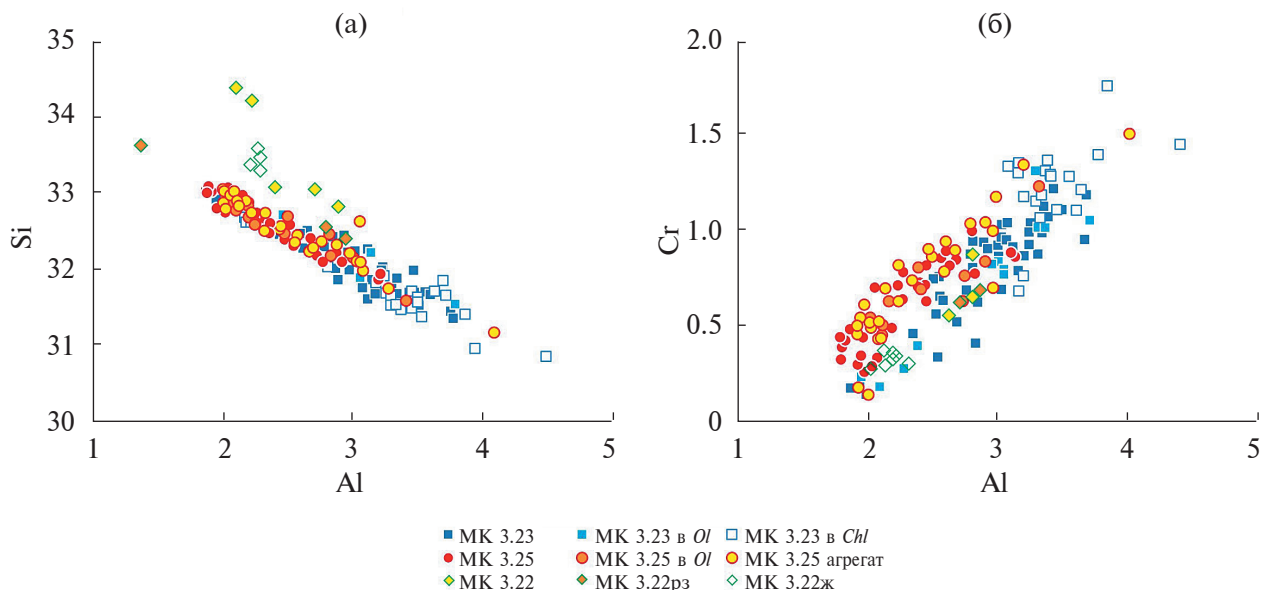


Рис. 9. Корреляции параметров состава антигорита (форм. ед., пересчет на 116 атомов кислорода) из метавулканических пород (обр. МК 3.23, МК 3.25, МК 3.22) на диаграммах Si–Al (а) и Cr–Al (б). ж – серпентинитовая жила, рз – реакционная зона между жилой и породой.

Метапериidotиты и ортопироксенит отличаются от антигоритовой жилы пониженными содержаниями Cr_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, что указывает на привнос – вынос этих компонентов на заключительной стадии метасоматических преобразований.

Рассеянные элементы

Анализы образцов на рассеянные элементы проводились посредством масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на установке XSeriesI в Институте проблем технологии микроэлектроники РАН (г. Черноголовка).

В табл. 7 и на рис. 12 представлены содержания рассеянных элементов, нормализованные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), в двух образцах метавулканических пород – *Mst-Atg* метагарцбургите (МК 3.25) и *Atg-Chl* метаортопироксенита (МК 3.22) и в антигоритовой жиле (обр. МК 3.22ж), секущей метаортопироксенит.

Графики распределения редкоземельных элементов (REE) в обеих породах показывают наклонные спектры с пониженными содержаниями HREE относительно LREE (рис. 12а). При этом весь спектр метагарцбургита немного, но обеднен REE по сравнению с примитивной мантией, а ортопироксенита – только в отношении HREE. Различия в содержаниях LREE между *Atg-Chl* метаортопироксенитом и антигоритовой жилой (обр. МК 3.22ж) убедительно показывают вынос этих элементов из породы при серпентинизации, сопряженный с выносом железа, привносом хрома и алюминия (табл. 7).

Графики распределения редких элементов показывают деплетирование по большинству элементов относительно примитивной мантии во всех образцах (рис. 12б), за исключением положительных аномалий по Pb, Sb, U, Cs, Li. Отрицательные аномалии по Ba, Rb, Sr, Nb еще более удаляют породы от состава примитивной мантии. Метагарцбургит имеет пониженные содержания большинства рассеянных элементов по сравнению с другими породами.

В обр. МК 3.22 материал антигоритовой жилы (МК 3.22ж) и материал вмещающей породы (МК 3.22i) практически идентичны по всем редким и редкоземельным элементам (рис. 12). Это может указывать на то, что при формировании антигоритовых жил эти элементы были инертны и не выносились из зоны метаморфизма, что отличает их от таких петрогенных элементов, как железо, алюминий и хром.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

Минеральные парагенезисы в изученных породах не позволяют применять методы классической термобарометрии. Более того, развитие по оливину ортопироксена, антигорита и хлорита при отсутствии реликтов граната и шпинели указывает на привнос водосодержащим флюидом таких элементов, как Si и Al, т.е. на метасоматический характер преобразований. Для их восстановления, наряду с *P-T* условиями, требуется учитывать активности

Таблица 4. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы магнезита из метаяльтрамафитов максютовского комплекса

Компо- ненты	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>	<i>Carb</i>
	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.25	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23
	в <i>Opx</i>	в <i>Opx</i>	сростки с <i>Opx</i>	в <i>Ol</i>	в <i>Ol</i>	жила в <i>Ol</i>	жила в <i>Ol</i>	с <i>Atg</i>	с <i>Atg</i>	в <i>Opx</i>
FeO	2.72	5.92	4.13	6.65	4.28	4.72	2.75	4.49	4.49	4.53
MnO	0.37	0.19	0.09	0.21	0.07	0.11	0.40	0.13	0.13	0.13
MgO	44.99	42.81	43.79	42.10	44.23	43.57	45.08	44.02	44.02	43.80
CaO	0.21	0.16	0.45	0.26	0.04	0.10	0.21	0.61	0.61	0.55
Сумма	48.29	49.07	48.46	49.21	48.62	48.51	48.45	49.25	49.25	49.01
O	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Fe ²⁺	0.032	0.072	0.050	0.081	0.051	0.057	0.033	0.054	0.054	0.054
Mn	0.005	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.005	0.002	0.002	0.002
Mg	0.960	0.924	0.942	0.913	0.947	0.940	0.958	0.936	0.936	0.936
Ca	0.003	0.002	0.007	0.004	0.001	0.002	0.003	0.009	0.009	0.008
Сумма	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000
X_{Mg}	0.97	0.93	0.95	0.92	0.95	0.94	0.97	0.95	0.95	0.95
X_{Ca}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01

Примечание. $X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+})$.

вышеуказанных компонентов во флюиде, что было реализовано благодаря применению следующей методики. На P – T диаграмме выделялась область в диапазоне $P = 10$ – 25 кбар и $T = 550$ – 650°C (рис. 13). В выделенной области создавалась сетка с шагом по давлению 0.5 ГПа и по температуре – 25 и 50°C . В каждом узле такой сетки проводилось моделирование фазовых равновесий для состава исходного оливина при разных активностях SiO_2 и Al_2O_3 . В расчетах задавалось условие, что чисто водный флюид находится в избытке – это вполне соответствует сути инфильтрационного метасоматического процесса.

При моделировании использовался программный комплекс *Perple_X* (версия 6.9.1 от 2.12.2022 г., Connolly, 2005) с файлом *hp634ver.dat*, основанным на термодинамической базе данных (Holland, Powell, 2011), и файлом *solution_model.dat*, содержащим модели твердых растворов, среди которых применялись следующие: *O(HGP)* для оливина (Holland et al., 2018), *Opx(TH)* для ортопироксена (Tomlinson, Holland, 2021), *Atg(PN)* для антигорита (Padrón-Navarta et al., 2013), *Chl(W)* для хлорита (White et al., 2014) и *oCcM(EF)* для карбоната (Franzolin et al., 2011).

Моделирование выполнялось для *Mgs-Atg* метаяльтрамафита, но полученные диаграммы

(рис. 13) могут быть применены и для других изученных пород. Ведь в расчетах задавался состав оливина из *Mgs-Atg* метаяльтрамафита, который вполне репрезентативен и для *Atg-Chl* метаяльтрамафита (табл. 2). Напомним, что оливин, согласно петрографическим наблюдениям, является породообразующим минералом, по которому развиваются ортопироксен±антигорит±хлорит при высокобарном метасоматозе. Хромит не включался в исходный состав породы при расчетах, так как в твердых растворах антигорита и хлорита не вводится поправка на хром.

Расчетные диаграммы показывают (рис. 13), что парагенезис *Atg-Opx* (обр. 3.25) встречается лишь в вполне определенном диапазоне P – T условий и активностей (a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$), а составы этих минералов, отвечающие природным, сужают этот диапазон до 600 – 625°C и 1.5 – 2.5 ГПа (рис. 13а, 13б). Самое большое поле с *Atg-Opx* парагенезисом наблюдается на диаграмме a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$ при 550°C и 2.5 ГПа; оно создается, прежде всего, за счет вариации значений $a_{Al_2O_3}$, диапазон изменения a_{SiO_2} довольно узок. Снижение давления приводит к сжатию этого поля вдоль оси a_{SiO_2} и опусканию его верхней границы по $a_{Al_2O_3}$ из-за расширения стабильности хлорита. Повышение температуры также способствует сокращению *Atg-Opx* поля до небольшой клиновидной

Таблица 5. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы Ti-клиногумита

Компоненты	Ti-Chu	Ti-Chu	Ti-Chu	Ti-Chu	Ti-Chu
	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25
	вкл. в <i>Ol</i> , сросток с <i>Ilm</i>	вкл. в <i>Ol</i> , конт. с <i>Atg</i>	вкл. в <i>Orx</i> , полимин. вкл.	вкл. в <i>Ol</i>	вкл. в <i>Orx</i>
SiO ₂	36.28	36.14	36.72	35.50	36.61
TiO ₂	4.24	4.67	5.26	4.96	4.00
Al ₂ O ₃	0.03	нпо	нпо	0.01	нпо
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.12	0.47	0.06
FeO	8.44	9.17	8.73	10.22	9.77
MnO	0.09	0.09	0.08	0.10	0.07
MgO	47.24	47.11	46.92	46.84	47.45
CaO	0.00	0.00		0.01	0.00
NiO	0.35	0.36	0.32	0.32	0.32
F	0.61	0.28	0.27	0.20	0.57
Сумма	97.10	97.79	98.43	98.58	98.63
Катионы	13	13	13	13	13
Si	4.019	3.983	4.035	3.905	4.003
Ti	0.353	0.387	0.434	0.410	0.329
Al	0.002	нпо	нпо	0.001	нпо
Cr	0.002	0.002	0.005	0.020	0.002
Fe ²⁺	0.782	0.845	0.802	0.940	0.893
Mn	0.008	0.009	0.008	0.009	0.006
Mg	7.799	7.739	7.684	7.681	7.734
Ni	0.031	0.032	0.028	0.028	0.028
F	0.054	0.025	0.024	0.018	0.050
Сумма	12.996	12.997	12.996	12.996	12.996
X _{Mg}	0.91	0.90	0.91	0.89	0.90
X _{Ti}	0.27	0.28	0.31	0.29	0.25
X _F	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03

Примечание. $X_{Ti} = 2Ti \text{ (форм. ед.)} / (2Ti + OH)$, $X_F = F \text{ (форм. ед.)} / 2$.

области, а впоследствии и полному выклиниванию из-за исчезновения антигорита (рис. 13а).

Природные составы ортопироксена ($X_{Mg} = 0.91$; Al (форм. ед.) = 0.001) и антигорита ($X_{Mg} = 0.97$; Al (форм. ед.) = 2.3) при $\lg a_{SiO} \sim -0.6$ и $\lg a_{Al_2O_3} \sim -2.5$ находятся в *Atg-Orx* поле $a_{SiO_2}-a_{Al_2O_3}$ диаграммы, рассчитанной при 625°C и 1.5 ГПа (рис. 13в). Примечательно, что даже небольшое снижение $\lg a_{SiO_2}$ могло привести к росту оливина с антигоритом, а повышение – ортопироксена. Последнее важно, так как может объяснить происхождение метаортопироксенитов – одну из разновидностей ультрамафитов в максютовском комплексе. Заметим, что небольшие области при аналогичных значениях активностей SiO₂ и Al₂O₃ обнаруживаются также на диаграммах при 600°C, 2.5 ГПа и 625°C, 2 ГПа,

т.е. моделирование показывает вполне определенный температурный диапазон 600–625°C в широком интервале давления, с минимальным значением около 1.5 ГПа. Дальнейшие ограничения по *P-T* условиям рассматриваются в главе “Обсуждение результатов”.

Повышение $a_{Al_2O_3}$ ведет к образованию ортопироксена с хлоритом – именно такой высокобарный парагенезис образуется в *Atg-Chl* метатарцбургите. Заметим, что расчетный состав хлорита в этой области близок к природному по магнезиальности, но завышен по алюминию (2 форм. ед. вместо ~1.4 форм. ед. в образце), что исключает использование представленной диаграммы (рис. 13) для более точного восстановления термодинамических условий образования этого парагенезиса. Возможно,

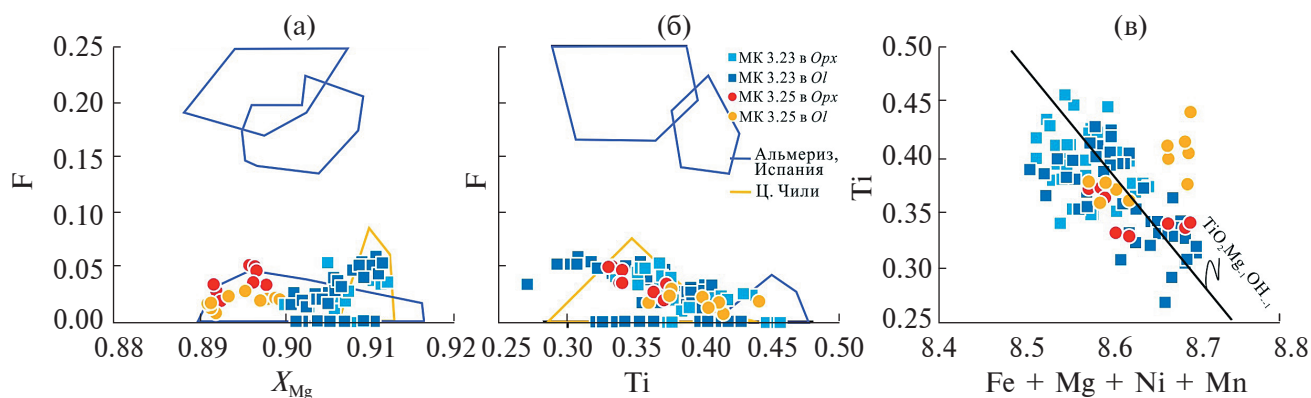


Рис. 10. Параметры состава Тi-клиногумита в метагаббруитах (обр. МК 3.23, МК 3.25).

(а) X_{Mg} – F (форм. ед.), (б) F (форм. ед.)– Ti (форм. ед.), (в) Ti (форм. ед.)– $(Fe + Mg + Ni + Mn)$ (форм. ед.). Линия тренда – теоретический вектор состава клиногумитов $TiO_2Mg_{-1}OH_{-1}$, предложенный (Evans, Trommsdorff, 1983). Литературные данные по Тi-клиногумитам из массивов Альмериз (Almeriz), Испания (Lopez Sanchez-Visciano et al., 2005), Чилийских прибрежных Кордильер (González-Jiménez et al., 2017) показаны для сравнения.

завышение алюминия в хлорите может быть связано с повышенным содержанием хрома (изовалентного с алюминием) в природном хлорите (Cr_2O_3 до 3.6 мас. %). При этом вхождение хрома в структуру хлорита не прописано в моделях его твердого раствора, заложенных в программном комплексе *Perple_X*.

Несмотря на трудности с точным воспроизведением состава природного хлорита, расчетные фазовые диаграммы (рис. 13а) хорошо согласуются с петрографическими наблюдениями в *Atg-Chl* метагаббруите. В частности, моделирование показывает, что антигорит, хлорит и ортопироксен в установленном диапазоне P – T условий (600–625°C, 1.5–2.5 ГПа) не образуют собственное поле на a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$ диаграмме (рис. 13а), т.е. эти новообразованные минералы не могли формировать единый минеральный парагенезис. На диаграммах присутствуют лишь небольшие поля с бинарными парагенезисами – *Chl-Opx* и *Atg-Opx*, и более крупные мономинеральные поля – хлоритовое (отвечает повышенной $a_{Al_2O_3}$) и ортопироксеновое (повышенная a_{SiO_2}). Антигоритовое поле и вовсе отсутствует в изученном диапазоне термодинамических параметров. При этом состав хлорита в одноименном поле составов заметно отличается от природного, а ортопироксена, наоборот, довольно близок. На основании этих данных можно предположить, что *Chl-Opx* и *Atg-Opx* парагенезисы в обр. МК 3.23 образовывались раздельно. При этом смена парагенезисов могла происходить при одних и тех же P – T условиях за счет вариации содержания Al во флюиде.

Если в образцах метагаббруитов хлорит и антигорит относятся к разным парагенезисам, то в *Atg-Chl* ортопироксените (обр. МК 3.22) водные минералы образуют единую плотную массу, заполняющую пространство между кристаллами

ортопироксена. Выше отмечалось, что тройной *Atg + Chl + Opx* парагенезис на представленных диаграммах не воспроизводится (рис. 13а). Вместе с тем бинарный *Atg + Chl* парагенезис образует очень небольшие поля на a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$ диаграммах, построенных при 550°C и в диапазоне 1.0–2.5 ГПа. Следовательно, эти минералы в *Atg-Chl* ортопироксените могли отвечать немного более низкотемпературной стадии, чем ортопироксен и парагенезисы из других пород.

Антигоритовая жила воспроизводится при моделировании только при <500°C, 1–2.5 ГПа и a_{SiO_2} – $a_{Al_2O_3}$, установленных для *Atg-Opx* парагенезиса (рис. 13а). Чтобы подчеркнуть необходимость использования диаграмм с активностями компонентов (рис. 13), определяющих смену минеральных парагенезисов в изученных породах, мы провели моделирование фазовых равновесий, используя валовые химические составы метагаббруитов (табл. 7, рис. 14). Расчеты проводились с использованием тех же программных файлов, но для иных исходных составов при фиксированном количестве водного флюида (присутствие карбонатов не учитывалось; влияние CO_2 на минеральные парагенезисы рассматривается в разделе “Обсуждение результатов”). Полученные диаграммы для обеих пород очень близки по форме, размерам и парагенезисам фазовых полей. Во всех полях фазовой диаграммы присутствует оливин. Это означает, что его замещение другими минералами (*Opx + Chl*, *Opx + Atg*), которое так отчетливо проявлено в природных образцах метагаббруитов (рис. 6а–6г), в расчетах не воспроизводится. Например, минералы главной метасоматической стадии в метагаббруите, обр. МК 3.23, *Opx + Chl* встречаются на P – T диаграмме в двух полях: *Opx + Chl + Ol + H_2O* и *Opx + Chl + Ol + Atg + H_2O* (рис. 14а). В образце

Таблица 6. Представительные микрозондовые анализы (мас. %) и кристаллохимические формулы хромита

Компо- ненты	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>	<i>Chr</i>
	МК 3.23	МК 3.23	МК 3.25	МК 3.25
	27*	31	14	17
	в <i>Ol</i>	в <i>Opx</i>	в <i>Ol</i>	в <i>Opx</i>
TiO ₂	0.58	0.57	1.37	1.15
Al ₂ O ₃	0.54	0.55	0.94	0.79
Cr ₂ O ₃	46.40	45.91	44.62	48.66
FeO	47.75	47.52	48.30	44.94
MnO	0.50	0.51	0.46	0.46
MgO	1.55	1.56	1.74	2.02
NiO	0.22	0.22	0.25	0.21
ZnO	0.57	0.49	0.44	0.39
Сумма	98.15	97.43	98.12	98.66
O	4	4	4	4
Ti	0.016	0.016	0.038	0.032
Al	0.024	0.024	0.041	0.034
Cr	1.363	1.357	1.301	1.412
Fe ³⁺	0.595	0.599	0.620	0.521
Fe ²⁺	0.889	0.887	0.871	0.859
Mn	0.016	0.016	0.014	0.014
Mg	0.086	0.087	0.096	0.110
Ni	0.006	0.007	0.007	0.006
Zn	0.016	0.014	0.012	0.011
Сумма	3.012	3.007	3.000	2.998
Cr/ (Cr + Fe ³⁺)	0.696	0.694	0.677	0.731
Cr/ (Cr + Al)	0.983	0.982	0.970	0.976
Fe ₂ O ₃	21.32	21.33	22.36	18.90
FeO	28.61	28.37	28.23	27.98

*Номер анализа.

метатарцбургита МК 3.25 минералами главной метасоматической стадии являются *Opx* + *Chl*, они находятся в поле *Ol* + *Opx* + *Atg* + H₂O (рис. 146).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Карбонатизация и H₂O-CO₂ флюид

В обнажениях вблизи дер. Караяново высокобарная карбонатизация (рост магнетита), как и Si-Al метасоматоз, наблюдается исключительно

в метаультрамафитах (табл. 1, рис. 3, 6). Чтобы оценить возможность карбонатизации эклогитов, ассоциирующих в толще с метаультрамафитами, мы рассчитали с помощью *Perple_X* минеральный парагенезис для эклогита из Караяновской стены (обр. 207, табл. 2, Fedkin et al., 2021) при *P-T* условиях главного этапа метасоматоза в метаультрамафитах – 630°С и 2 ГПа, задав содержания CO₂ и H₂O по 1 мас. %. Как видно из расчетов, в эклогитовом парагенезисе *Grt* + *Omp* + *Qz* + *Gln* + *Par* + + *Dol* находится доломит. Это означает, что при наличии CO₂ во флюиде мы бы наблюдали в породе карбонат. Поскольку карбонаты отсутствуют в минеральных парагенезисах эклогитов, сланцев и кварцитов, которые ассоциируют с метаультрамафитами, можно предположить, что образование магнетита происходило во время метасоматоза ультрамафитов до того, как они были тектонически совмещены с другими породами высокобарной толщи. Каковы же были термодинамические условия этого метасоматоза и насколько они соответствуют главной метасоматической стадии, на которой образовывались водные минералы (*Atg*, *Chl*) и ортопироксен? Для ответа на этот вопрос мы выполнили соответствующие расчеты с помощью указанной выше версии программного комплекса *Perple_X*. Появление парагенезисов с карбонатом в расчетах обеспечивалось введением мольной доли CO₂ в водно-углекислотном флюиде при фиксированных *P-T* условиях.

Карбонатизация наиболее масштабно проявлена в *Mst-Atg* метатарцбургите (рис. 3), поэтому моделирование основывалось на составе оливина из этого образца при *P-T* условиях (600°С, 2.5 ГПа; 625°С, 2.0 ГПа; 625°С, 1.5 ГПа), при которых воспроизводится минеральный парагенезис и составы минералов главной метасоматической стадии (рис. 12). Влияние состава флюида на минеральный парагенезис в *Mst-Atg* метатарцбургите прослеживалось с помощью *a_{SiO₂}-a_{Al₂O₃}* диаграмм (рис. 15), рассчитанных при разных мольных долях CO₂ во флюиде (*X_{CO₂}* = 0.01–0.05).

Моделирование показывает (рис. 15), что магнетит образует на *a_{SiO₂}-a_{Al₂O₃}* диаграмме большое самостоятельное поле, расширяющееся по мере увеличения мольной доли CO₂. С другими минералами магнетит не сосуществует, за исключением небольшого поля с оливином, возникающего при *X_{CO₂}* = 0.01 (рис. 12а). Однако структурно парагенезис *Ol-Mst* не подтверждается. Согласно дополнительным расчетам, выполненным при *T* = 600–625°С, *P* = 2.0–2.5 ГПа, *X_{CO₂}* = 0.01–0.05, выяснилось, что увеличение давления существенно расширяет область стабильности мономинерального поля с магнетитом вплоть до полного заполнения им *a_{SiO₂}-a_{Al₂O₃}* диаграммы (с сохранением диапазонов активностей SiO₂ и Al₂O₃) при 2.5 ГПа. Поле магнетита с оливином в этих расчетах не появляется, нет

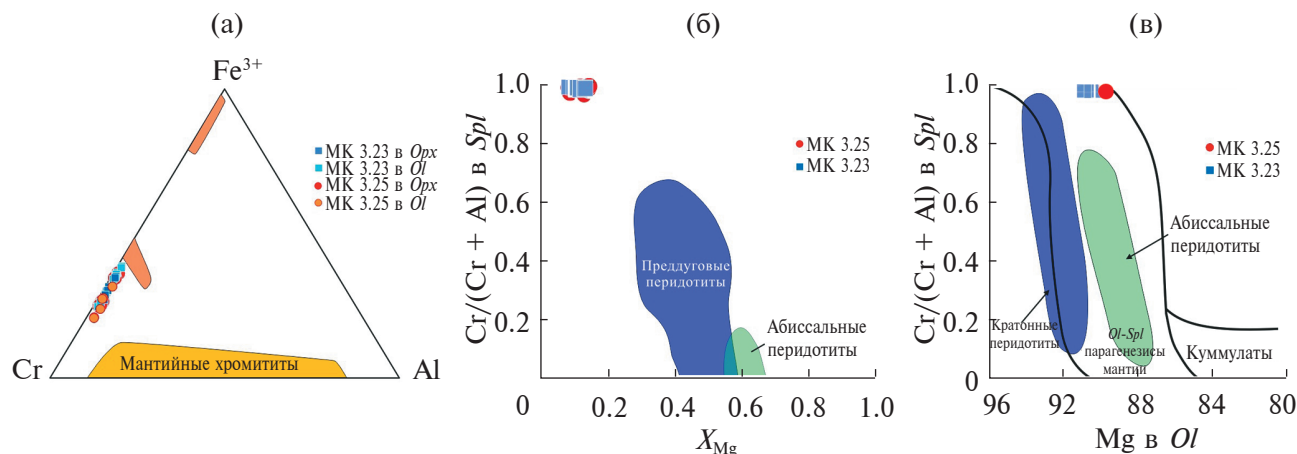


Рис. 11. Состав хромита на диаграммах.

(а) — тройная диаграмма Cr–Fe³⁺–Al (форм. ед.). Желтым цветом показано поле составов хромита из мантйных хромитов (Khedr, Arai, 2010), оранжевым — из УНР метаультрамафитов (Shen et al., 2015). (б) — диаграмма X_{Mg} –Cr/(Cr + Al) (форм. ед.). Цветом показаны поля составов преддуговых и абиссальных перидотитов (Plissart et al., 2019); (в) — соотношение составов шпинели (Cr/(Cr + Al) (форм. ед.)) и оливина. Границы полей куммулусных перидотитов, а также Ol–Spl мантйных парогенезисов, согласно (Arai, 1994). Цветом выделены поля кратонных и абиссальных перидотитов по (Clos et al., 2014).

в них и поля магнезита с антигоритом, т.е. магнезит не мог расти совместно с этими минералами, что вполне согласуется с петрографическими наблюдениями (рис. 3в, 3г, 6). Фазовые диаграммы не позволяют реконструировать *P–T* условия карбонатизации, но показывают, что этот процесс мог развиваться при *P–T* условиях главной метасоматической стадии вследствие появления в существенно водном флюиде CO₂. Отметим, что даже крайне малых количеств CO₂ во флюиде ($X_{CO_2} \geq 0.005$) достаточно, чтобы магнезит начал образовываться в породе. Это означает, что небольшие вариации X_{CO_2} в разбавленном относительно CO₂ флюиде могут создавать очень неравномерное развитие карбонатизации в породе.

Источником углерода во флюиде могли служить метаосадочные породы или карбонатсодержащие метабазиты субдуцирующей коры. Перенос карбонатов в зонах субдукции, как известно на основе изучения природных объектов и экспериментальных данных, определяется не стабильностью карбонатов, а потоками водного флюида, растворяющего карбонаты и переотлагающего их в надсубдукционную мантию (Перчук, Корепанова, 2011; Frezzotti et al., 2011; Ague, Nicolescu, 2014; Perchuk et al., 2018a).

Подвижность хрома при высокобарном метасоматозе

Принято считать, что хром относится к числу инертных химических элементов при коровых процессах метаморфизма и метасоматоза. Однако

находки щелочно-водно-углекислых флюидных микровключений, содержащих до 1 мас. % Cr₂O₃, в алмазе из кимберлитов Якутии (Klein-Bendavid et al., 2009) продемонстрировали возможность его мобильного поведения в глубинных флюидных процессах. Последовавшие за этим эксперименты (Klein-Bendavid et al., 2011), выполненные при 4 и 6 ГПа и при 1000 и 1200°C, подтвердили это предположение, установив возрастание растворимости хрома в водно-солевом флюиде при увеличении давления и концентрации KCl во флюиде. Авторы цитируемой статьи допускают подвижность хрома в водно-солевых флюидах при *P–T* условиях глубинных участков зон субдукции и литосферной мантии (Klein-Bendavid et al., 2011). Надо сказать, что подвижность хрома в водном флюиде зависит от степени окисления; в частности, Cr³⁺ инертен, тогда как Cr⁶⁺ весьма подвижен (James, 2003). Поэтому повышенная фугитивность кислорода, характерная для надсубдукционной мантии (Frost, McCammon, 2008), заслуживает ее дальнейшего изучения в контексте мобильности хрома в ходе метасоматических процессов. Стоит также обратить внимание на возможную подвижность Cr²⁺ в восстановительных условиях, которые неизменно возникают при серпентинизации перидотитов в субдукционном канале.

Термодинамические условия и состав флюида в метаультрамафитах Караяновской скалы заметно отличаются от рассматриваемых в работах (Klein-Bendavid et al., 2009, 2011). Тем не менее повышенное содержание хрома в антигорите и хлорите заслуживает внимание в том числе с точки зрения его мобильного поведения в метасоматическом

Таблица 7. Содержания петрогенных (мас. %) и рассеянных элементов (ppm) в метаультрамафитах, обр. МК 3.22, МК 3.25. и МК 3.23

Компо- ненты	МК 3.22ж*	МК 3.22	МК 3.25	МК 3.23	Компо- ненты	МК 3.22ж*	МК 3.22	МК 3.25	МК 3.23
SiO ₂	45.46	52.83	41.34	43.47	Ag	0.44	0.04	н.п.о.	
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.03	Cd	0.07	0.11	н.п.о.	
Al ₂ O ₃	3.23	1.94	0.98	1.20	Sn*	0.26	0.18	0.21	
Cr ₂ O ₃	0.65	0.36	0.46	0.44	Sb	1.64	1.10	0.60	
Fe ₂ O ₃	5.19	7.04	7.01	8.18	Te	н.п.о.	н.п.о.	< 0.2	
MnO	0.07	0.15	0.08	0.09	Cs	0.48	0.17	0.10	
MgO	36.03	34.25	39.19	41.01	Ba	9.10	6.53	1.48	
CaO	0.06	0.11	0.08	0.04	La	0.57	0.93	0.07	
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.03	Ce	1.10	1.68	0.18	
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	0.01	0.01	Pr	0.16	0.28	0.02	
NiO	0.176	0.159	0.299	0.301	Nd	1.05	1.88	0.13	
П.п.п.	8.92	2.92	10.36	5.02	Sm	0.22	0.48	0.02	
Сумма	99.82	99.80	99.85	99.82	Eu	0.05	0.12	н.п.о.	
X _{Mg}	0.92	0.89	0.90	0.89	Gd	0.32	0.69	0.06	
Li	1.05	1.58	3.85		Tb	0.03	0.07	н.п.о.	
Be	0.31	0.46	0.15		Dy	0.28	0.45	н.п.о.	
Sc	12.98	4.77	5.30		Ho	0.03	0.06	н.п.о.	
V	51.52	14.12	14.31		Er	0.09	0.17	н.п.о.	
Co	77.63	110.14	126.69		Tm	0.02	0.02	н.п.о.	
Ni	1267.73	1092.17	2402.69		Yb	0.12	0.17	н.п.о.	
Cu	60.24	39.64	10.23		Lu	0.01	0.02	н.п.о.	
Zn	56.34	62.68	31.85		Hf	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Ga	2.85	1.23	0.78		Ta	0.03	н.п.о.	н.п.о.	
As	н.п.о.	0.10	н.п.о.		W	64.59	115.88	40.88	
Se	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		Re	н.п.о.	0.88	н.п.о.	
Rb	0.40	0.18	0.09		Ir	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Sr	8.14	5.36	1.01		Pt	1.27	0.80	0.32	
Y	1.32	2.24	0.39		Au	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Zr	0.72	0.40	2.05		Tl	0.01	0.01	н.п.о.	
Nb	0.23	0.18	0.06		Pb	6.50	7.36	1.04	
Mo	0.41	0.33	0.24		Bi	0.02	н.п.о.	0.06	
Rh	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		Th	0.20	0.17	н.п.о.	
Pd	0.73	н.п.о.	н.п.о.		U	0.37	0.25	0.03	

Примечание. н.п.о. — ниже порога обнаружения.

*МК 3.22ж — жила антигорита.

процессе. В качестве примера рассмотрим образец *Mst-Atg* метагарцбургита (МК 3.25), где хорошо сохранился исходный оливин и широко развиты минералы высокобарного метасоматического парагенезиса — ортопироксен и Cr-антигорит,

замещающие оливин. В небольших количествах в породе присутствует магнетит (8 об.%), который развивается по всем минералам, и акцессорный хромит. Хромит встречается в виде мелких включений в оливине и в замещающем его ортопироксене.

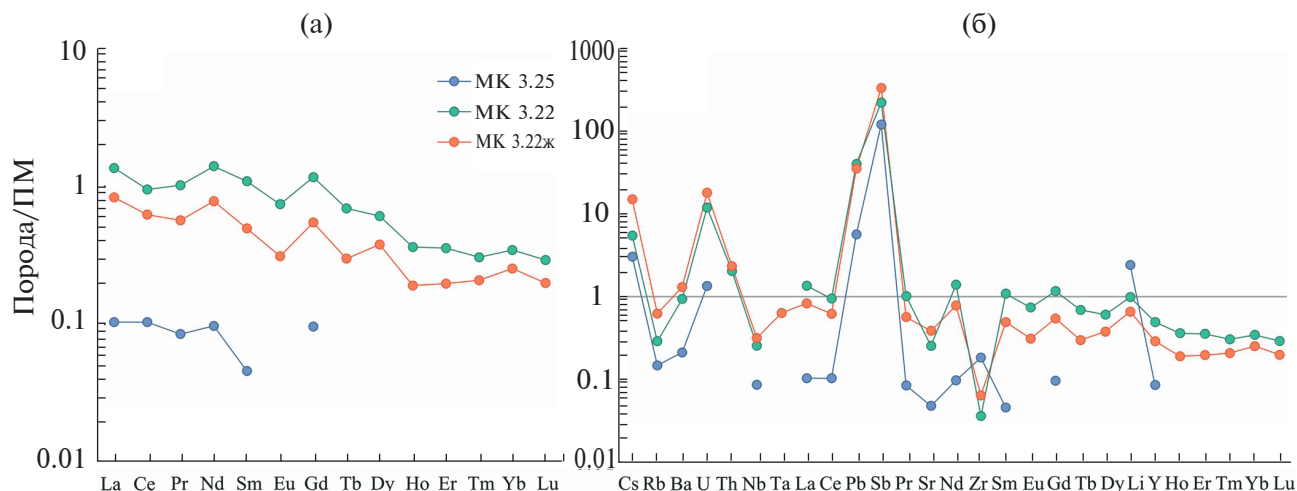


Рис. 12. Содержания главных и рассеянных элементов, нормализованные на состав примитивной мантии (ПМ) (Sun, McDonough, 1989), в образцах метаультрамафитов МК 3.22, МК 3.25: (а) — спектр редкоземельных элементов, (б) — расширенный спектр рассеянных элементов. Обр. МК 3.22ж — антигоровая жила.

В массе Cr-антигорита наблюдаются относительно крупные скопления хромита.

Чтобы определить мобильность (или инертность) хрома при метасоматозе, требовалось установить, достаточно ли было хромита в породе для образования хромсодержащего антигорита или нет. Для этого по панораме шлифа в обратнорассеянных электронах (рис. 4г) были рассчитаны площадные соотношения минералов (использовался инструмент “цветовая маска” в программе “Adobe Photoshop”), по которым, используя плотность и химический состав соответствующих минералов, рассчитывались массовые проценты оксидов (табл. 8). В силу значительной вариативности состава антигорита (рис. 9), в расчетах использовался состав (№ 111, табл. 3), находящийся в основании тренда изменения $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$, где содержания этих элементов минимальны (рис. 9б). Кроме того, все рудные минералы, имеющие белый цвет на изображении в отраженных электронах, в расчетах рассматривались как хромит, хотя в действительности этого минерала в породе меньше. Например, на некоторых участках можно наблюдать доминирование ильменита над хромитом (рис. 5в), хотя реальные соотношения между рудными минералами не рассчитывались. Очевидно, что при такой методике расчетов реальное содержание хрома в исходной породе, по которой началось развитие ортопироксен-антигоровитового парагенезиса, завышалось, а содержание хрома в новообразованных минералах, вероятно, недооценивалось.

Расчетный валовый состав породы оказался близким к полученному с помощью РФА (сравните табл. 7 и 8). Небольшие отличия неизбежны в силу неоднородности метасоматических преобразований исходной породы, не позволяющих получить

полную идентичность модальных содержаний минералов в шлифе и навеске образца, которая использовалась для анализа.

Полагая, что исходная порода до начала метасоматического изменения была сложена оливином и хромитом (площадные соотношения в шлифе оливина и включений хромита в нем нормализовались на 100%), мы рассчитали по изложенной выше методике ее валовый состав и сравнили с составом, который она будет иметь в случае полного метасоматического преобразования в породу, состоящую из ортопироксена, антигорита и хромита (площадные соотношения в шлифе антигорита, ортопироксена и включений в них хромита нормализовались на 100%).

Расчеты показали, что валовые содержания Cr_2O_3 на участках исходного и новообразованного парагенезисов близки — 0.67 и 0.70 мас. % соответственно (табл. 8). С одной стороны, такой результат можно интерпретировать как свидетельство инертного поведения хрома при высокобарном метасоматозе. С другой стороны, мы помним, что в расчетах использовался состав антигорита с относительно низким содержанием Cr_2O_3 (0.81 мас. %). Для антигорита с $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.62$ мас. % валовое содержание этого оксида в парагенезисе увеличится до 1.13 мас. %, почти вдвое превышающее его количество в исходном парагенезисе. Более того, завышение объемного содержания хромита в исходной породе подразумевает, что разрыв между содержанием хрома в исходном и новообразованном парагенезисах должен быть более расчетного, что также увеличивает вероятность мобильного поведения хрома. Косвенным аргументом в пользу мобильного поведения хрома является присутствие зерен хромита в новообразованных

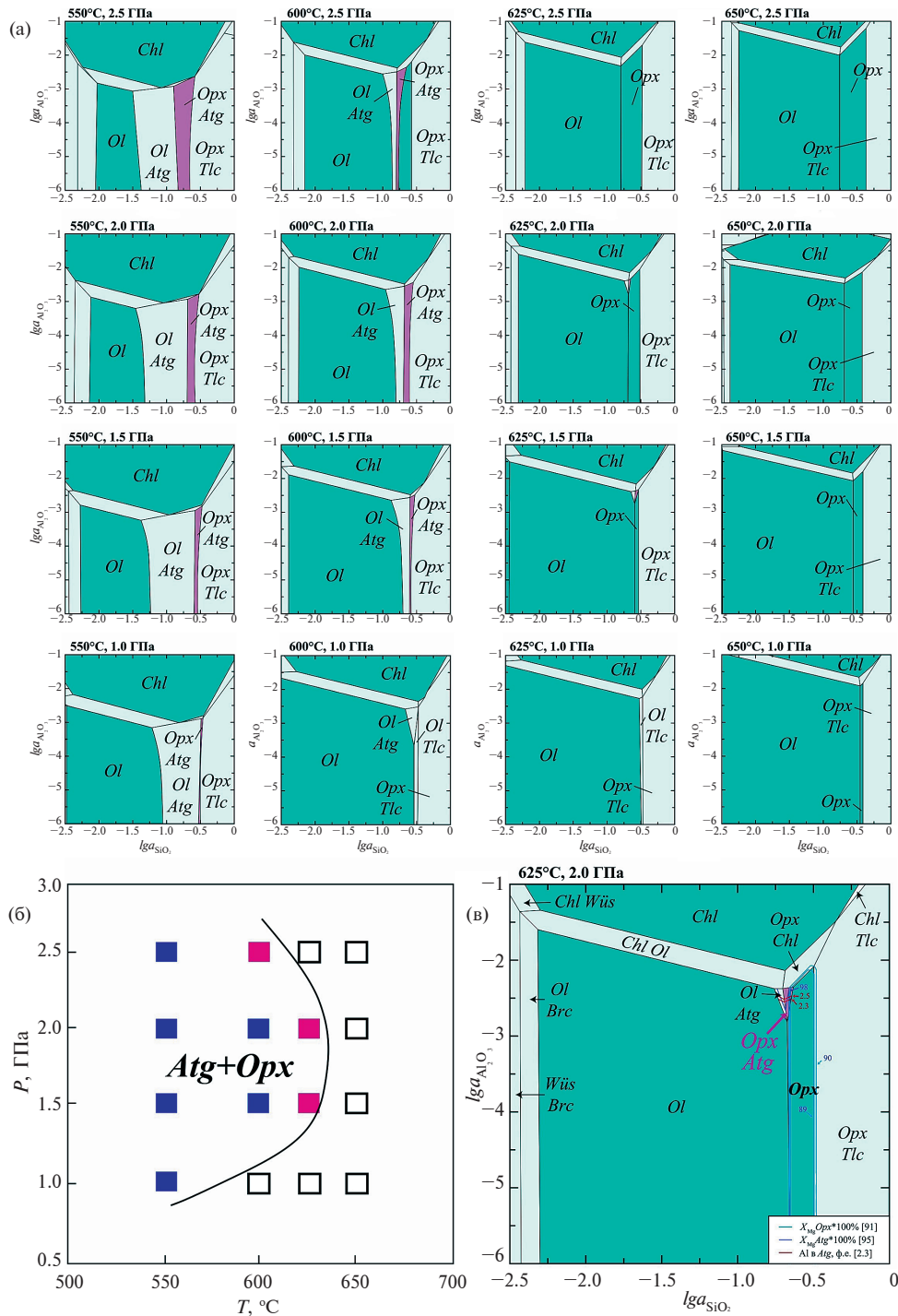


Рис. 13. Результаты термодинамического моделирования Si-Al метасоматоза оливина ($\text{MgO} = 48.80$, $\text{FeO} = 10.03$, $\text{SiO}_2 = 41.17$ мас. %) при избытке водного флюида с помощью Perple_X.

(а) a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_2}$ диаграммы при фиксированных P - T условиях; значения активности выражены в десятичных логарифмах. Цветом выделены поля с Atg - Opx парагенезисом. P - T условия моделирования и стабильности Opx - Atg парагенезиса. (б) Стабильность Opx - Atg парагенезиса на P - T диаграмме на основе a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_2}$ диаграмм, представленных на рис. 13а. Незалитые квадраты – P - T условия для расчетов, представленных на рис. 13а, синие квадраты – термодинамические условия, при которых появляется Opx - Atg парагенезис, розовые квадраты – термодинамические условия, при которых появляется Opx - Atg парагенезис и составы природных минералов. (в) Референтная a_{SiO_2} - $a_{\text{Al}_2\text{O}_2}$ диаграмма при 625°C и 2.0 ГПа; значения активностей выражены в десятичных логарифмах. Цветом выделены поля с Opx - Atg парагенезисом. Цветные линии – изоплеты $X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}$, $X_{\text{Mg}}^{\text{Atg}}$, Al (форм. ед) в Atg . Детали см. в тексте.

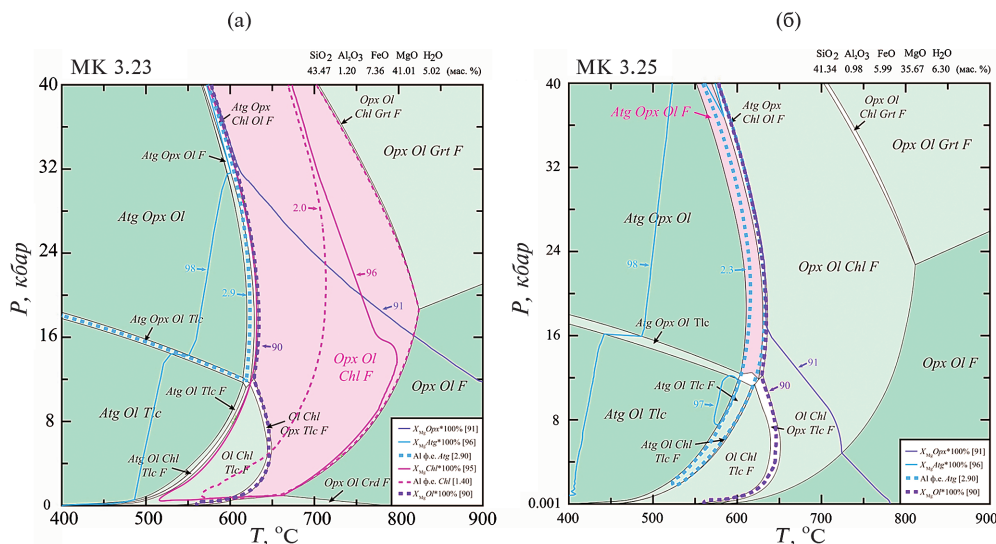


Рис. 14. Расчетные фазовые диаграммы для метагаббуритов, построенные для валовых химических составов пород с помощью *Perple_X*.

(а) – *Atg-Chl* метагаббурит, (б) – *Mgs-Atg* метагаббурит. Цветные линии – изоплеты X_{Mg} *Opx*, X_{Mg} *Ol*, X_{Mg} *Atg*, *Al* (форм. ед.) в *Atg*. Детали см. в тексте.

минералах – антигорите и ортопироксене. Это говорит о том, что хромит не растворялся во флюиде при росте этих минералов, а следовательно, не может являться источником хрома в нем.

Более детальное исследование объемного содержания хромита в разных минералах, а также надежная статистика по содержанию хрома в антигорите позволят сделать более определенный вывод о подвижности этого элемента в метаультрамафитах. Пока же прямым доказательством переноса хрома при высокотемпературном метасоматозе служит более высокое содержание хрома в антигритовой жиле по сравнению с вмещающим *Atg-Chl* метаортопироксенитом (табл. 7).

Фрагмент надсубдукционной мантии

Ультрамафиты в высокотемпературных метаморфических комплексах зоны субдукции обычно являются фрагментами надсубдукционной мантии или коровыми породами субдуцирующей плиты. Происхождение ультрамафитов обычно устанавливается по геохимическим признакам: коровые породы обогащены железом и титаном, в то время как мантийные – магнием и хромом (Ревердатто и др., 2008). Изученные метаультрамафиты максютовского комплекса по этим критериям имеют мантийное происхождение, т.е. их протолит находился в надсубдукционной мантии. Особенности состава минералов самого раннего парагенезиса – оливин, хромит, *Ti*-клиногумит (рис. 7, 13) – исключают магматическое происхождение материнской породы. Можно предположить, что метадунит мог

образовываться в ходе прогрессивного метаморфизма частично серпентинизированного дунита, находящегося в субдукционном канале (Gerya et al., 2002). Соответствующая минеральная реакция дегидратации подразумевает разложение антигорита с образованием оливина и ортопироксена: антигрит = 10 энстатит + 14 форстерит + 31 H_2O .

В этом случае отмеченная ранее гетерогенность в ядрах некоторых ортопироксенов в метагаббурите может быть связана с сохранением реликтов ортопироксена, образованного на этой стадии метаморфизма.

В случае замещения серпентина оливином последний мог реагировать с ильменитом с образованием *Ti*-клиногумита по реакции: $Ol + Ilm + H_2O \rightarrow Ti\text{-}Chu$. Примечательно, что разложение серпентина не только создает оливин, но и является источником водного флюида для реакции.

P-T эволюция метаультрамафитов

В изученных метагаббуритах прослеживается два основных этапа метаморфизма. Ранний этап представлен парагенезисом $Ol \pm Opx$, в который также входят акцессорные железистый хромит и низкофористый *Ti*-клиногумит. *P-T* условия образования этого парагенезиса можно оценить лишь приблизительно. Исходя из предположения, что оливин является продуктом разложения антигорита в серпентинизированном перидотите, погружающемся в мантийный клин (Padrón-Navarta et al., 2011; Scambelluri et al., 2016; Shen et al., 2015; Yin et al., 2023), соответствующие *P-T* условия

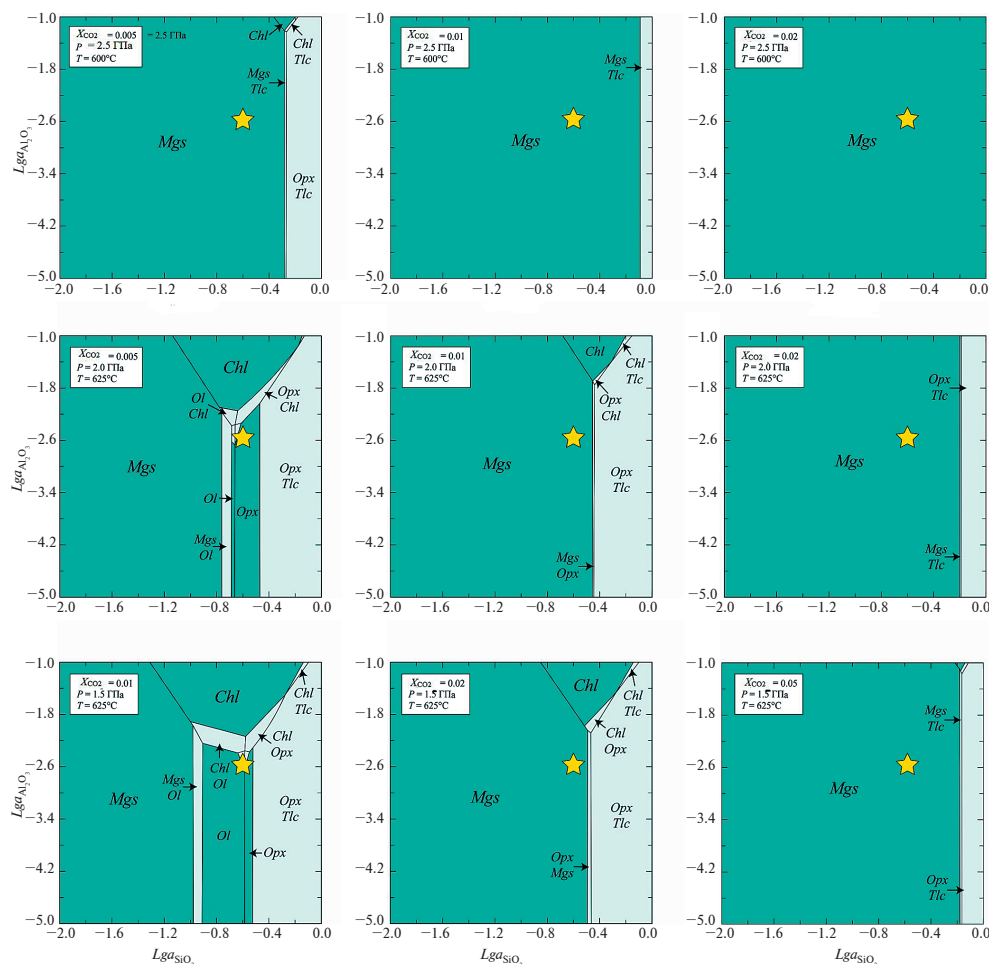


Рис. 15. Фазовые диаграммы a_{SiO_2} – $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ при фиксированных P - T условиях, показывающие влияние X_{CO_2} во флюиде на карбонатизацию антигортитового метагирбурита; значения активностей выражены в десятичных логарифмах. Расчеты выполнялись для состава оливина ($\text{MgO} = 48.80$, $\text{FeO} = 10.03$, $\text{SiO}_2 = 41.17$ мас.%) из *Mgs-Atg* метагирбурита при фиксированных P - T - X_{CO_2} условиях, см. на диаграммы. Звездочка – условия главной метасоматической стадии. Детали см. в тексте.

находятся за пределами стабильности антигортита, но в поле стабильности Ti -клиногумита. Соответствующая область на P – T диаграмме (рис. 16) находится между линиями разложения антигортита и Ti -клиногумита при условиях УНР метаморфизма. Примечательно, что такие же P - T условия эклогитового метаморфизма в максютовском комплексе предлагались и ранее для фенгит-гранатовых гнейсов с включениями нанокристаллических агрегатов алмаза в гранате (Bostick et al., 2003). Выше сообщалось, что столь высокие давления требуют дальнейшего подтверждения.

Второй этап метаморфизма восстанавливался по *Atg-Opx* парагенезису, образованному при Si-Al метасоматозе, а также по полиминеральному включению $\text{Ti-Chu} + \text{Ol} + \text{Ilm}$ в ортопироксене. Моделирование фазовых равновесий позволило выделить область стабильности *Atg-Opx* парагенезиса

и локальные P - T условия при разном давлении, где находятся составы природных минералов (рис. 12). Соответствующие данные вынесены на P – T диаграмму (рис. 16). Линия минеральной реакции $\text{Ti-Chu} = \text{Ol} + \text{Ilm} + \text{H}_2\text{O}$ (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005) показывает P - T условия равновесия минералов из полиминерального включения ($\text{Ti-Chu} + \text{Ol} + \text{Ilm}$). Кривая этого равновесия пересекает природные составы минералов *Atg-Opx* парагенезиса только при P - T условиях: ~ 1.5 ГПа и 620°C . Следовательно, эти P - T условия характеризуют главный этап метасоматического преобразования ультрамафитов.

Стоит заметить, что рост ортопироксена вплоть до образования мономинеральных метаортопироксенитов, по всей видимости, происходил на этом же метасоматическом этапе, но контролировался водным флюидом с повышенной активностью SiO_2

Таблица 8. Расчетные химические составы* *Mgs-Atg* метагарцбургита в шлифе, его раннего и метасоматического парагенезисов

Компоненты	Обр. МК 3-25	Обр. МК 3-25**	Парагенезис <i>Ol + Chr</i>	Парагенезис <i>Opx + Atg + Chr</i>	Парагенезис <i>Opx + Atg + Chr**</i>
SiO ₂	42.76	46.87	40.23	49.26	52.91
TiO ₂	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.77	0.84	0.01	1.18	1.27
Cr ₂ O ₃	0.63	0.69	0.67	0.65	0.70
Fe ₂ O ₃	0.14	0.15	0.27	0.10	0.11
FeO	5.99	6.56	9.44	4.73	5.07
MnO	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03
MgO	40.58	44.48	48.79	36.89	39.62
CaO	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.07	0.08	0.00	0.11	0.12
NiO	0.20	0.22	0.47	0.11	0.12
Сумма	91.23	100.00	100.00	93.10	100.00

*В расчетах использовались площадные % минералов в шлифе и плотности минералов (г/см³): *Ol* (24.4, 3.3); *Opx* (31, 3.3); *Atg* (42, 2.6); *Chr* (0.5, 4.9); *Mgs* (8.2; 3.0).

**Состав нормализован на 100%.

(рис. 12в). Следовательно, *P-T* условия второго этапа в метаультрамафитах превышают соответствующие оценки в коровых породах (эклогитах, гнейсах) более чем на 100°C и на 0.5 ГПа. Подобные отличия могут быть связаны как с разными методиками восстановления *P-T* условий, так и с более высокой температурой пород, вовлеченных в субдукционный канал из мантии, по сравнению с породами, попавшими в субдукционный канал из погружающейся коры.

Геотектонический сценарий образования и эксгумации высокобарных метаультрамафитов

Эклогиты, глаукофановые сланцы и высокобарные метаультрамафиты Южного Урала находятся в одной из зон надвиговой толщи, образующей мощную аккреционную призму, в состав которой входят субдуцированные на разные глубины породы континентальной окраины, фрагменты офиолитов и отложения преддугового бассейна (Brown et al., 1998, 2006; Пучков, 2000). Развитие аккреционного комплекса связано с погружением окраины Балтики под Магнитогорскую островную дугу (коллизия дуга–континент) в позднем девоне; сама же коллизия явилась продолжением интраокеанической субдукции, начавшейся в раннем девоне и сформировавшей островную дугу (Brown et al., 1998, 2006; Пучков, 2000). Поскольку протолитом эклогитов нижней СВЕ #1 многие исследователи

считают силлы и дайки в осадочных породах окраины Балтики, то их высокобарный метаморфизм естественным образом связывается с погружением в составе континентальной коры, а последующая эксгумация – с тектоническим отделением от плиты и выводом на поверхность в виде тектонической пластины (или блоков) через межплитную область (Chemenda et al., 1997; Brown et al., 1998, 2006; Leech, Ernst, 2000; Leech, Stockli, 2000). Заметим, что тектонические сценарии образования и вывода на поверхность метаультрамафитов из нижней СВЕ #1 в литературе, насколько нам известно, до сих пор не обсуждались.

Основываясь на результатах проведенного исследования, мы полагаем, что метаультрамафиты нижней СВЕ #1, по всей видимости, являются продуктами эволюции субдукционного канала на коллизионной и отчасти субдукционной стадиях развития орогена. Ниже приводятся аргументы для этого сценария.

Особенности химического состава оливина и хромита в изученных метагарцбургитах показывают, что эти минералы имеют метаморфическое происхождение, что не является экзотикой для метаморфических комплексов высокого давления. Например, метаморфические хромиты были описаны в ЮЗ Тянь-Шане Китая и в Чилийском прибрежном хребте (Shen et al., 2015; González-Jiménez et al., 2017); преобразование магматического хромита

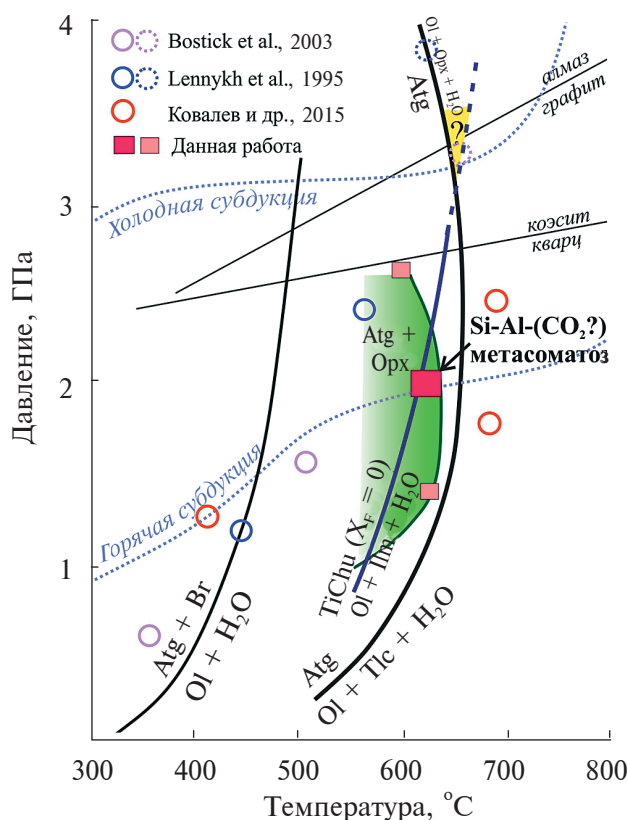


Рис. 16. *P-T* условия образования метабазитов максютовского комплекса.

Сплошные линии: $Atg = Ol + Opx + H_2O$ (Wunder, Schreyer, 1997), $Ol + Tlc + H_2O$ (Wunder, Schreyer, 1997), $Ti-Chu = Ol + Ilm + H_2O$ (Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2005), $Fo + H_2O = Atg + Br$ (рассчитано с помощью *Perple_X*). Точечные линии: геотермы холодной и горячей субдукции (Syracuse et al., 2010). Этапы метаморфизма коровых пород максютовского комплекса: синий сплошной контур (Lennikh et al., 1995); розовый (Bostick et al., 2003); пунктирные контуры — предполагаемые этапы в соответствующих статьях.

в ходе высокобарного Si-метасоматоза описано на примере ультрамафитового массива Тапо в Центральных Андах (Colás et al., 2017). Оливин во многих НР-УНР комплексах является метаморфическим, его происхождение связывают с проградным разложением антигорита в серпентинитах или серпентинизированных перидотитах, погружающихся в зону субдукции (например, Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2011; Scambelluri et al., 2014; Endo et al., 2015). Метаморфический оливин из метабазитов максютовского комплекса, по всей видимости, также образовывался вместе с Ti-клиногумитом из серпентинитов (или серпентинизированных перидотитов) субдукционного канала в мантийном клине. Разложение антигорита означает преодоление мантийной породой, движущейся

в сцеплении с погружающейся плитой, *P-T* условий стабильности антигорита (Gerya et al., 2002), т.е. ее выход из субдукционного канала с серпентинитовым меланжем. Надо сказать, что покинувшая субдукционный канал порода лишается одного из главных механизмов эксгумации — маловязкого обратного течения в субдукционном канале (Gerya et al., 2002; Guillot et al., 2009). Другой механизм эксгумации пород с помощью так называемых холодных диапиров — флюидонасыщенных меланжей, выполненных метаосадками, метабазами и метаперидотитами, поднимающихся от погружающейся плиты через мантийный клин (Gerya et al., 2006; Little et al., 2011), — исключен структурным положением максютовского комплекса в аккреционной зоне.

Каким же образом ультрамафиты максютовского комплекса, покинув субдукционный канал, вернулись к поверхности земли? Мы полагаем, что ключевую роль в этой истории сыграл заход в зону субдукции континентальной окраины Балтики, положивший начало коллизии дуга-континент. Влияние коллизии на эксгумацию метаультрамафитов обсуждается в рамках двух тектонических сценариев.

Согласно первому сценарию, заход в зону субдукции континентальной плиты способствовал увеличению объемов осадочного материала в аккреционной призме и в субдукционном канале. Метаосадочный матрикс меланжа в субдукционном канале, как известно (Cloos, 1982), создает благоприятные условия для транспортировки тел метабазитов и метаультрамафитов как на глубину, так и к поверхности (прямое и возвратное течение соответственно). Кроме того, метаосадочные породы могут находиться в субдукционном канале до больших глубин, чем серпентинизированные перидотиты (Gorczyk et al., 2006). Благодаря этому серпентинизированные перидотиты в матриксе метаосадочных пород могли сначала преобразовываться в безводные перидотиты, а потом возвращаться к поверхности в углубленном субдукционном канале, подвергаясь серпентинизации при снижении *P-T* параметров. Присутствие большого количества метаосадочных пород в нижней СВЕ #1, где и обнаруживаются будинированные тела метаультрамафитов, допускает возможность такой эволюции пород.

Второй сценарий предполагает, что метаультрамафиты, подвергшиеся высокобарному Si-Al метасоматозу в субдукционном канале, были впоследствии тектонически внедрены в континентальную пластину (блок), поднимающуюся к поверхности через межплитную область. Тектоническая пластина, сложенная преимущественно метаосадками верхней коры и содержащая тела эклогитов, была отделена от передовой части континентальной окраины Балтики и поднималась к поверхности за счет положительной плавучести — этот механизм эксгумации (У)НР пород, предложенный

А. Шемендой на основе аналогового моделирования, воспроизводится в численных моделях и находит подтверждение в природных объектах (Chemenda et al., 1997; Burov et al., 2001; Agard et al., 2009; Perchuk et al., 2018b).

Заметим, что наше исследование касается лишь самого крупного тела метасоматитов в СВЕ максютовского комплекса. При этом нельзя исключать, что при детальном исследовании других тел метасоматитов могут обнаружиться Fe-Ti разности, протолит которых имеет кумулюсное происхождение. Тектонометаморфическая эволюция этих пород может быть связана не с мантийным клином, а с породами континентальной коры, представленными в нижней СВЕ #1 эклогитами и метасадками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восстановление термодинамических условий образования метасоматитов максютовского комплекса осложнено рядом причин. Во-первых, в этих породах отсутствуют минеральные парагенезисы, к которым можно применять классическую геотермобарометрию. Во-вторых, при использовании метода моделирования фазовых равновесий к традиционно искомым P - T параметрам добавлялись активности SiO_2 и Al_2O_3 , а в одной из задач — мольная доля CO_2 . Высокую эффективность при решении столь многокомпонентной задачи показала методика построения фазовых диаграмм с активностями компонентов, рассчитанными при разных, но фиксированных P - T условиях (рис. 12а). Благодаря этому было установлено P - T поле стабильности искомого парагенезиса ($Orx + Atg$) и более локальная область, где находятся составы природных минералов (рис. 12б). Полагаем, что предложенная нами методика явится полезным дополнением к методу моделирования фазовых равновесий применительно к породам, претерпевшим метасоматические преобразования.

Проведенное исследование выявило в метасоматитах широкое развитие высокобарного Si-Al метасоматоза при 620°C и 2.0 ГПа. Примечательно, что в ассоциирующих с метасоматитами породах — эклогитах, гранат-слюдяных сланцах и кварцитах — проявление этого метасоматоза до сих пор не фиксировалось (Dobretsov et al., 1996; Lennykh et al., 1995; Вализер и др., 2011, 2013а, 2013б; Bostick et al., 2003 и ссылки в них). То же самое можно сказать и про карбонатизацию ультрамафитов, не проявленную в других породах толщи. Мы полагаем, что “метасоматический” феномен метасоматитов связан с их особой тектонической историей, обусловленной нахождением в субдукционном канале до того, как они были тектонически смещены с остальными коровыми породами окраины палеоконтинента Балтика.

Дальнейшие направления исследований метасоматитов максютовского комплекса могут быть связаны с установлением их протолита и его возможного разнообразия, P - T условий пика метаморфизма, источника флюидов для Si-Al метасоматоза и карбонатизации, а также с возможностью переноса хрома при метасоматозе в зоне субдукции. Результаты этих исследований позволят протестировать на новом уровне главный вывод настоящей работы: метасоматиты являются экзотической составляющей высокобарного блока (СВЕ #1) максютовского комплекса, которая обладает отличной от других пород метаморфической и, по всей видимости, тектонической историей. История пород надсубдукционной мантии позволит более полно представлять глубинные процессы, которые происходили в ходе позднедевонской коллизии между окраиной Балтики и Магнитогорской островной дугой.

Благодарности. Статья посвящена светлой памяти выдающегося советского и российского петролога Леонида Львовича Перчука. Авторы благодарны А.В. Гирнису и И.И. Лиханову за внимательное знакомство со статьей и ценные замечания, Э.М. Спиридонову за обсуждение результатов.

Источники финансирования. Химические составы минералов были получены в Центре коллективного пользования “Электронно-зондовый микроанализ минерального вещества” (Геологический факультет МГУ, кафедра петрологии и вулканологии) при помощи электронно-зондового микроанализатора Superprobe JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств “Программы развития Московского университета”. Авторы благодарят ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” за XRF анализы горных пород. Исследования проводилось при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00495 и частично в рамках государственного задания № АА-АА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 4. С. 510–513.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2013а. № 4. С. 50–61.
- Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И. Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика. 2013б. Т. 54. № 11. С. 1754–1772.

- Гирнис А.В., Вудланд А.Б., Булатов В.К. и др. Сопреженные реакции окисления—восстановления и карбонатизации—декарбонатизации при взаимодействии перидотитов с карбонатизированными метаосадками и метабазами: эксперименты в системах без железа при 10 ГПа // *Геохимия*. 2022. № 67. С. 603—620.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А. Строе-ние и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U-Pb датирования зерен обломочного циркона // *Геотектоника*. 2021. № 6. С. 21—49.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. Геохимия эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов // *Геохимия*. 2015. № 4. С. 299—327.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н., Бушарина С.В. Цирконология гранат-глаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2015. Т. 461. № 6. С. 696—701.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н. и др. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 342—346.
- Ленных В.И. Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Перчук А.Л., Корепанова О.С. К проблеме рециклинга CO₂ в зонах субдукции // *Вест. МГУ. Серия Геология*. 2011. № 4. С. 30—38.
- Перчук А.Л., Шур М.Ю., Янакурт В.О., Подгорнова С.Т. Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // *Петрология*. 2013. Т. 21. С. 632—653.
- Перчук А.Л., Янакурт В.О., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю. Экспериментальные свидетельства разнонаправленной миграции натрия, калия и CO₂ при взаимодействии глаукофанового сланца с гарцбургитом и вебстеритом в зонах субдукции // *Петрология*. 2018. Т. 6. С. 612—632.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких—сверхвысоких давлений // *Геология и геофизика*. 2008. № 49. С. 99—119.
- Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса // *Литосфера*. 2021. Т. 21. № 6. С. 867—883.
- Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В. Термобарические условия эксгумации Ti-клиногумитовых гранатитов кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны, Северный Казахстан // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 8. С. 1051—1074.
- Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61. № 5—6. С. 666—684.
- Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // *Докл. АН СССР*. 1965. Т. 162. № 4. С. 909—910.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса, Южный Урал // *Докл. АН СССР*. 1997. Т. 352. № 6. С. 285—288.
- Agard P., Yamato P., Jolivet L., Burov E. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 2. P. 53—79.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.002>
- Ague J.J., Nicolescu S. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions // *Nature Geosci.* 2014. V. 7. P. 355—360.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geol.* 1994. V. 113. P. 191—204.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Beane R.J., Connolly J.N. Ar/Ar, U/Pb and Gm-Nd constraints on the metamorphic events in the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains // *J. Geol. Soc.* 2000. V. 157. P. 811—822.
- Beane R.J., Liou J.G. Metasomatism in serpentinite mélange rocks from the high-pressure Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains, Russia // *Int. Geol.* 2005. V. 47. P. 24—40.
- Beane R.J., Leech M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // *Eds. M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert et al. Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2007. V. 419. P. 153—169.
[https://doi.org/10.1130/2006.2419\(08\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(08))
- Bell D.R., Grégoire M., Grove T.L. et al. Silica and volatile-element metasomatism of Archean mantle: a xenolith-scale example from the Kaapvaal Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 251—267.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment // *Science*. 1996. V. 274. P. 220—221.
- Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G. et al. Low temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // *Amer. Mineral.* 2003. V. 88. P. 1709—1717.

- Bostock M.G., Hyndman R.D., Rondenay S., Peacock S.M.* An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle // *Nature*. 2002. V. 417. P. 536–538.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J. et al.* Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia // *Tectonics*. 1998. V. 17. P. 158–171.
- Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.* Arc-continent collision in the Southern Urals // *Earth-Sci. Rev.* 2006. V. 79. № 3–4. P. 261–287.
- Bulatov V.K., Brey G.P., Girnis A.V. et al.* Carbonated sediment-peridotite interaction and melting at 7.5–12 GPa // *Lithos*. 2014. V. 200–201. P. 368–385.
- Burov E., Jolivet L., Le Pourhiet L., Poliakov A.A.* A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts // *Tectonophysics*. 2001. V. 342. P. 113–136.
- Cannaò E., Scambelluri M., Agostini S. et al.* Linking serpentinite geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: the Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 190. P. 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.034>
- Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 524–541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Colás V., Padrón-Navarta J.A., González-Jiménez J.M. et al.* The role of silica in the hydrous metamorphism of chromite // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 90. P. 274–286. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.025>
- Chemenda A., Matte P., Sokolov V.* A model of Palaeozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. P. 217–227.
- Cloos M.* Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1982. V. 93. P. 330–345.
- Cloos M., Shreve R.L.* Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, Background and description // *Pure Appl. Geophys.* 1988. V. 128. P. 455–500.
- Clos F., Gilio M., van Roermund H.L.M.* Fragments of deeper parts of the hanging wall mantle preserved as orogenic peridotites in the central belt of the Seve Nappe Complex, Sweden // *Lithos*. 2014. V. 192. P. 8–20.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al.* Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 136–160.
- Downes H., MacDonald R., Upton B.G.J. et al.* Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 8. P. 1631–1662.
- Endo S., Mizukami N., Wallis S.R. et al.* Orthopyroxene-rich rocks from the Sanbagawa Belt (SW Japan): fluid–rock interaction in the forearc slab–mantle wedge interface // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 113–1137.
- Evans B.W., Trommsdorff V.* Fluorine–hydroxy titanian clinohumite in Alpine recrystallized garnet peridotite: compositional controls and petrologic significance // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 355–369.
- Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L. et al.* Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 552. 2021. P. 177–193. [https://doi.org/10.1130/2021.2552\(09\)](https://doi.org/10.1130/2021.2552(09))
- Franzolin E., Schmidt M.W., Poli S.* Ternary Ca–Fe–Mg carbonates: subsolidus phase relations at 3.5 GPa and a thermodynamic solid solution model including order/disorder // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 213–227.
- Frezotti M.L., Selverstone J., Sharp Z.D., Compagnoni R.* Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps // *Nature Geosci.* 2011. V. 4. P. 703–706.
- Frost D.J., McCammon C.A.* The redox state of Earth's mantle // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P. 389–420. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124322>
- Gerya T.V., Stöckhert B., Perchuk A.L.* Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation // *Tectonics*. 2002. V. 21. № 6. P. 6–1–6–15.
- Gerya T.V., Connolly J.A.D., Yuen D.A. et al.* Seismic implications of mantle wedge plumes // *Phys. Earth Planet. Int.* 2006. V. 156. № 1–2. P. 59–74.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 7. P. 1221–1235.
- González-Jiménez J.M., Plissart G., Garrido L.N. et al.* Ticlinohumite and Ti-chondrodite in antigorite serpentinites from Central Chile: evidence for deep and cold subduction // *Europ. J. Mineral.* 2017. V. 29. № 6. P. 959–970. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2668>
- Gorczyk W., Gerya T.V., Connolly J.A.D. et al.* Large-scale rigid-body rotation in the mantle wedge and its implications for seismic tomography // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2006. V. 7. № 5. Q05018. <https://doi.org/10.1029/2005GC001075>
- Guillot S., Hattori K., Agard P. et al.* Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review // *Eds. S. Lallemand, F. Funiciello*.

- Subduction Zone Geodynamics. *Frontiers in Earth Sciences*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2009. P. 175–209. https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9_10
- Hermann J., Müntener O., Scambelluri M. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust // *Tectonophysics*. 2000. V. 327. № 3–4. P. 225–238. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00171-2)
- Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. № 3. P. 333–383.
- Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R. Melting of peridotites through to granites: a simple thermodynamic model in the system KNCFMASHTOCr // *J. Petrol.* 2018. V. 59. № 5. P. 881–900.
- Jabaloy-Sánchez A., Gómez-Pugnaire M.T., Padrón-Navarta J.A. et al. Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain) // *Tectonophysics*. 2015. V. 644–645. P. 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.022>
- James B.R. Chromium // Eds. B.A. Stewart, T.A. Howell. *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker Inc. 2003. P. 77–82.
- Khedr M.Z., Arai S. Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Haplo-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 137–157.
- Klein-Bendavid O., Logvinova A., Schrauder M. et al. High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian Diamonds – a new type of diamond-forming fluid // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 648–659.
- Klein-Bendavid O., Pettke T., Kessel R. Chromium mobility in hydrous fluids at upper mantle conditions // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 122–130.
- Krebs M., Maresch W.V., Schertl H.P. et al. The dynamics of intra-oceanic subduction zones: a direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation // *Lithos*. 2008. V. 103. № 1–2. P. 106–137.
- Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 2143–2154.
- Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanovo area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // *Lithos*. 2000. V. 52. P. 235–252.
- Leech M.L., Stockli D.F. The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*. 2000. V. 19. № 1. P. 153–167. <https://doi.org/10.1029/1999TC900053>
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al. Evolution of the Maksyutov Complex Ural Mountains, Russia: implication for metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 1995. V. 17. P. 584–600.
- Lennykh V.I., Valizer P.M. High-pressure rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals) // *Fourth International Eclogite field Symposium*. Novosibirsk: OIGGM SB RAS, 1999. 64 p.
- Li Z.H., Liu M.Q., Gerya T. Material transportation and fluid-melt activity in the subduction channel: numerical modeling // *Sci. China Earth Sci.* 2015. V. 58. P. 1251–1268. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5123-5>
- Little T.A., Hacker B.R., Gordon S.M. et al. Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea // *Tectonophysics*. 2011. V. 510. P. 39–68.
- Lopez Sanchez-Vizcaino V., Trommsdorff V., Gomez-Pugnaire M.T. et al. Petrology of titanite clinohumite and olivine at the highpressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 627–646.
- Luth R.W. Mantle volatiles – distribution and consequences // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 2. P. 319–361.
- Nozaka T. Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Haplo ultramafic Complex, Central Japan // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. P. 711–723. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00605.x>
- Okay A.I. Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high-pressure garnet-pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 145–155.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism // Eds. D.E. Harlov, H. Austrheim. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Lecture Notes in Earth System Sciences*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 471–533.
- Padrón-Navarta J.A., Sanchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gomez-Pugnaire M.T. Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain) // *J. Petrol.* 2011. V. 52. I. 10. P. 2047–2078.
- Padrón-Navarta J.A., Sánchez-Vizcaino V.L., Hermann J. et al. Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites // *Lithos*. 2013. V. 178. P. 186–196.
- Pellegrino L., Malaspina N., Zanchetta S. et al. High pressure melting of eclogites and metasomatism of garnet peridotites from Monte Duria Area (Central Alps,

- N Italy): a proxy for melt-rock reaction during subduction // *Lithos*. 2020. V. 358–359. P. 105391.
- Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Griffin W.G. et al.* Three types of element fluxes from metabasite into peridotite in analogue experiments: insights into subduction-zone processes // *Lithos*. 2018a. V. 302–303. P. 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.002>
- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al.* Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018b. V. 746. P. 572–586. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>.
- Plissart G., González-Jiménez J.M., Garrido L.N.F. et al.* Tectono-metamorphic evolution of subduction channel serpentinites from South-Central Chile // *Lithos*. 2019. V. 336. P. 221–241.
- Pirard C., Hermann J.* Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // *Geology*. 2015. V. 43. P. 915–918.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chemical Geol.* 1999. V. 160. P. 335–356.
- Rebay G., Spalla M.I., Zannoni D.* Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps: deformation-metamorphism of HP serpentinites // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. № 7. P. 687–702. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00990.x>
- Scambelluri M., Pettke T., Rampone E. et al.* Petrology and trace element budgets of high-pressure peridotites indicate subduction dehydration of serpentinized mantle (Cima di Gagnone, Central Alps, Switzerland) // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 459–498.
- Scambelluri M., Bebout G.E., Belmonte D. et al.* Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophiocarbonate; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 441. P. 155–166.
- Schmid R., Fettes D., Harte B., Davis E.* A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007.
- Schmidt M.W., Poli S.* Devolatilization during subduction // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry*. 2014. P. 669–701.
- Shen T., Hermann J., Zhang L. et al.* UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentinized ultramafic rocks from Chinese Southwestern Tianshan // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 1425–1458.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. V. 434. № 7033. P. 590–597. <https://doi.org/doi:10.1038/nature03411>
- Spandler C., Pirard C.* Element recycling from subducting slabs to arc crust: a review // *Lithos*. 2013. V. 170–171. P. 208–223.
- Stalder R., Ulmer P.* Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa: significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 670–679.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. V. 183. № 1. P. 73–90.
- Tomlinson E.L., Holland T.J.B.* A thermodynamic model for the subsolidus evolution and melting of peridotite // *J. Petrol.* 2021. V. 62. № 1. egab012. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab012>
- Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaíno V.L., Gómez-Pugnaire M.T., Müntener O.* High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 139–148. <https://doi.org/10.1007/s004100050412>
- Ulmer P., Trommsdorff V.* Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km // Eds. Y. Fei, C.M. Bertka, B.O. Mysen. *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experiments*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1999. V. 6. P. 259–281.
- Wakabayashi J.* Mélanges of the Franciscan Complex, California: Diverse structural setting, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes // Eds. J. Wakabayashi, Y. Dilek. *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2011. V. 480. P. 117–141.
- Wang H., Huismans R.S., Rondenay S.* Water migration in the subduction mantle wedge: A two-phase flow approach // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 9208–9225. <https://doi.org/10.1029/2018JB017097>
- Weiss M.* Clinohumites: a field and experimental study. Thesis, ETH Zurich № 12202. 1997. 168 p.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. № 3. P. 261–286.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Woodland A.B., Bulatov V.K., Brey G.P. et al.* Subduction factory in an ampoule: Experiments on sediment–peridotite interaction under temperature

gradient conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 223. P. 319–349.

Wunder B., Schreyer W. Antigorite: high-pressure stability in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // *Lithos*. 1997. V. 41. P. 213–227.

Yin Z.-Z., Ren-Xu Chen, Yong-Fei Zheng et al. Serpentinization and deserpentinization of the mantle

wedge at a convergent plate margin: evidence of orogenic peridotites from a composite oceanic–continental subduction zone // *J. Petrol.* 2023. V. 64. I. 3. egad015. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad015>

Zheng Y.F., Chen R.X., Xu Z., Zhang S.B. The transport of water in subduction zones // *Sci. China Earth Sci.* 2016. V. 59. P. 651–682.

Meta-Ultramafic Rocks of the Maksyutov Complex, Southern Urals: High-Pressure Si-Al Metasomatism and Carbonatization at the Crust-Mantle Interface in the Subduction Zone

L. Perchuk^{1, 2}, N. G. Zinovieva¹, A. V. Sapegina^{1, 2}, P. M. Valizer³,
V. M. Kozlovsky⁴, V. M. Grigorieva¹, S. T. Podgornova¹

¹*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia*

²*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow region, Russia*

³*Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Academician D.S. Zavaritsky Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

⁴*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The eclogite-blueschists Maksyutov Complex is characterized by a complex fold-and-thrust structure that was developed during the Late Devonian collision between Baltica (East European Plate) and the Magnitogorsk Arc, that was formed during the Early Devonian intraoceanic subduction. Eclogites are the most studied rocks of the complex; their formation and exhumation are usually associated with the collisional stage of orogen development. At the same time, the origin of meta-ultramafic rocks, which together with eclogites form sheeted and lenses within metasedimentary rocks (shales and quartzites), still remains unknown. This paper presents the results of the first detailed petrological study of meta-ultramafic rocks, represented by antigorite-chlorite and magnesite-antigorite metaharzburgites, chlorite-antigorite metaorthopyroxenite. Mineral compositions and textural relationships between minerals in metaharzburgites indicate at least two stages of rock transformations. Minerals of the early mineral paragenesis (first stage) – olivine, accessory chromite and low-fluorine Ti-clinohumite – have a metamorphic genesis; ultrahigh-pressure (UHP) conditions of their formation are discussed. At the second stage, there was a partial replacement of olivine by orthopyroxene-bearing parageneses with Cr-Al antigorite and/or high-chromium chlorite. Based on the phase equilibria modeling using the Perple_X software package, it was found that the formation of antigorite-orthopyroxene paragenesis was associated with Si-Al metasomatism at: $T \sim 630^\circ\text{C}$, $P \sim 2 \text{ GPa}$, $\log a_{\text{SiO}_2} \sim -0.6$, $\log a_{\text{Al}_2\text{O}_3} \sim -2.5$. It is important to note that the mineral paragenesis are highly sensitive to a_{SiO_2} : a slight decrease in $\log a_{\text{SiO}_2}$ relative to the above value would lead to the growth of olivine with antigorite, and an increase would lead to the growth of orthopyroxene. The latter may explain the formation of meta-orthopyroxenites, which are widely distributed among the meta-ultramafic rocks of the Maksyutov Complex. Similar calculations performed for the range of $X_{\text{CO}_2} = 0.01\text{--}0.05$ in $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ fluid showed replacing silicate minerals by magnesite under the established thermodynamic conditions. Carbonation and Si-Al metasomatism are specific features of high-pressure transformations of meta-ultramafic rocks, which have not been established in the associated eclogites, quartzites, and shales. Such selectivity of fluid influence on different rock types is interpreted as a result their different tectono-metamorphic evolution: meta-ultramafic rocks are fragments of the suprasubduction mantle, which were tectonically combined with the rocks of the subducting plate (eclogites and metasedimentary rocks).

Keywords: meta-ultramafic rocks, Maksyutov complex, Ti-clinohumite, antigorite, orthopyroxene, high-pressure metasomatism, subduction, Southern Urals