

УДК 552.11:548.4

КАРБОНАТИЗАЦИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

© 2023 г. С. А. Силантьев^{а,*}, Е. А. Краснова^{а,б}, Д. Д. Бадюков^а, А. В. Жилкина^а, Т. Г. Кузьмина^а, А. С. Грязнова^а, В. Д. Щербаков^б

^а Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^б Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: silantyev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 22.03.2022 г.

После доработки 15.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Обнажения абиссальных перидотитов слагают огромные площади океанического ложа в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, где они являются непременным участником строения разреза океанической коры, сформированной в низкоскоростных океанических центрах спрединга (Срединно-Атлантический хребет, Юго-Западный Индийский хребет и хребет Гаккеля). Заключительный этап преобразования абиссальных перидотитов в океанической коре связан с их карбонатизацией, которой они подвергаются на поверхности океанического дна или вблизи нее. Главной целью настоящего исследования являлась попытка на примере абиссальных перидотитов САХ реконструировать геохимические тренды, сопровождающие карбонатизацию этих пород, и выявить главные факторы, определяющие их геохимические и минералогические различия. Полученные данные свидетельствуют о том, что карбонатизация абиссальных перидотитов характеризуется геохимическими трендами, близкими к наблюдаемым при серпентинизации. Показано, что вариации состава породообразующих минералов и их характерные ассоциации свидетельствуют о том, что начальные этапы карбонатизации абиссальных перидотитов происходят во внутрикоровых условиях одновременно с серпентинизацией этих пород. Финальным этапом коровой эволюции абиссальных перидотитов является их экспонирование на поверхности океанического дна, к которой они транспортируются вдоль полого падающих разломов срыва (detachment fault). Здесь абиссальные перидотиты в тесной ассоциации с габброидами образуют внутренние океанические комплексы, а степень их карбонатизации резко возрастает по мере продолжительности времени их экспонирования на поверхности океанического дна. Представленные данные позволили на качественном уровне реконструировать последовательность событий, определивших минералогические и геохимические особенности карбонатизированных абиссальных перидотитов САХ.

DOI: 10.31857/S0869590323010090, EDN: ESZNCI

ВВЕДЕНИЕ

Обнажения абиссальных перидотитов слагают огромные площади океанического ложа в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, где они являются непременным участником строения разреза океанической коры, сформированной в низкоскоростных океанических центрах спрединга (Срединно-Атлантический хребет, Юго-Западный Индийский хребет и хребет Гаккеля). Абиссальные перидотиты как в современных океанических бассейнах, так и в офиолитовых комплексах представлены преимущественно серпентинизированными ультраосновными породами. Главным агентом преобразования минерального и химического состава абиссальных перидотитов служит морская вода и гидротермальные растворы морского про-

исхождения. При этом эффективная серпентинизация мантийных перидотитов происходит на уровне глубинности океанической коры порядка 3.5–4.5 км (Силантьев и др., 2009). Заключительный этап преобразования абиссальных перидотитов в океанической коре связан с их карбонатизацией, которой они подвергаются на поверхности океанического дна (Miliken et al., 1996; Силантьев, 2003). Результаты моделирования (Силантьев и др., 2012) низкотемпературного взаимодействия серпентинитов с морской водой продемонстрировали, что при длительном экспонировании на морском дне содержание карбоната в них может достигать более 70% от объема породы. Проявленные в различной степени признаки карбонатизации установлены в абиссальных перидо-

титах Срединно-Атлантического хребта (САХ) на всем протяжении его простираания.

В одной из первых работ, посвященных карбонатизированным серпентинитам Атлантического океана (Miliken et al., 1996), приведено петрографическое описание пород из пробуренных в Иберийской котловине скважин 897 и 899 ODP (Ocean Drilling Program) и сделан вывод о тесной связи процесса карбонатизации с сопутствующими ему хрупкими деформациями ультраосновного субстрата. В абиссальных перидотитах, широко распространенных в акватории гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14' с.ш.), установлены признаки поздней карбонатизации, приведшей к образованию частой сети карбонатных прожилков, почти полностью заместившей материал вмещающих их серпентинитов (Da Costa et al., 2008). Одним из наиболее изученных районов САХ является зона его пересечения с трансформным разломом "15°20'", где, судя по данным многочисленных драгирований и результатам глубоководного бурения, преобладающим типом пород в строении разреза океанической коры являются абиссальные перидотиты. Эти породы сильно варьируют по степени карбонатизации: от разновидностей с присутствием карбоната в редких малочисленных прожилках до брекчий с карбонатным цементом, составляющим большую часть объема породы. В работе (Bach et al., 2011) с помощью изотопного кислородного геотермометра была определена температура образования карбонатных жил в образцах серпентинитов, полученных в этом районе при глубоководном бурении в 209-ом рейсе судна "Джоидес Резолюшн", которая составила от 90 до 170°C. Возможно, образованию карбонатных жил в этих серпентинитах предшествовало возникновение системы пор, обусловленное растворением силикатных фаз или брусита (Jöns et al., 2017). Те же авторы указывают, что осаждение карбоната, выполняющего жилы, началось сразу после выведения абиссальных перидотитов к поверхности океанического дна. Карбонатизация абиссальных перидотитов и образование в них арагонита приводит к резкому обогащению этих пород стронцием (Силантьев, 2003; Kodolanyi et al., 2012). Карбонатные постройки поля Лост Сити (массив Атлантис, САХ, 30° с.ш.), состоящие из арагонита, кальцита и брусита, были образованы за счет смешения низкотемпературного сильно восстановленного ($pH = 9-10.8$) гидротермального флюида с морской водой (например, Ludwig et al., 2006). В работе (Delacour et al., 2008; Дубинина и др., 2015; Дубинина и др., 2020) были изучены серпентиниты, пробуренные в районе гидротермального поля Лост Сити скважиной ODP 1309B. Приведенные в работе (Delacour et al., 2008) данные свидетельствуют о длительном экспонировании абиссальных перидотитов на поверхности океанического дна и о проникающей

фильтрации морской воды по системе трещин в ультраосновном субстрате массива Атлантис, на склоне которого расположено поле Лост Сити.

Процессы карбонатизации широко проявлены также в серпентинитах из мафит-ультрамафитовой ассоциации офиолитовых комплексов, которые характерны для конвергентных границ литосферных плит и сложены породами, сформированными как в зоне океанического спрединга, так и в зоне субдукции. Следует заметить, что карбонатизация офиолитовых серпентинитов может протекать как в субаквальных, так и в субаэральных условиях, поскольку в отличие от абиссальных перидотитов эти породы экспонировались как на поверхности морского дна, так и выше уровня моря. В работе (Kelemen, Matter, 2008) приводятся данные, свидетельствующие о том, что процесс карбонатизации в ходе выветривания мантийных перидотитов офиолитового разреза Омана способствует эффективному захвату этим субстратом атмосферного CO_2 . В серпентинитах офиолитового комплекса Новой Каледонии (Меланезия) описаны карбонатные прожилки и жильные тела, в строении которых, кроме карбонатной фазы, участвуют равновесные с ней аморфный кремнезем и сепиолит (Ulrich et al., 2014).

Геохимическим эффектам, сопутствующим низкотемпературному образованию карбоната в породах ультраосновного состава, посвящены многие расчетные и экспериментальные работы последних лет. Судя по результатам термодинамического моделирования, приведенным в (Pisazo et al., 2020), можно прийти к заключению, что Са-карбонаты образуются в океанических серпентинитах только при температуре ниже 50°C, в то время как Mg-карбонаты устойчивы в них при более высоких температурах (150°C). Результаты экспериментального изучения взаимодействия мантийных перидотитов офиолитов Омана с углекислотным флюидом при температуре 70°C и давлении 100 бар, представленные в работе (Lacinska et al., 2017), продемонстрировали, что, при прочих равных условиях, степень карбонатизации этих пород в большой степени зависит от их химического и минерального состава. Причем, лизардитовые серпентиниты служат наиболее восприимчивым минеральным типом ультрамафитов к карбонатизации. К такому же выводу пришли авторы работы (Styles et al., 2014), которые проводили эксперименты по выщелачиванию различных минеральных типов ультраосновных пород. Более высокотемпературные (230°C) эксперименты в системе CO_2 -содержащий водно-солевой флюид/ультраосновной субстрат проведены в работе (Klein, McCollom., 2013). Авторы цитируемой работы предположили, что установленное ими быстрое изменение состава флюидной фазы в ходе проведения эксперимента связано с "тор-

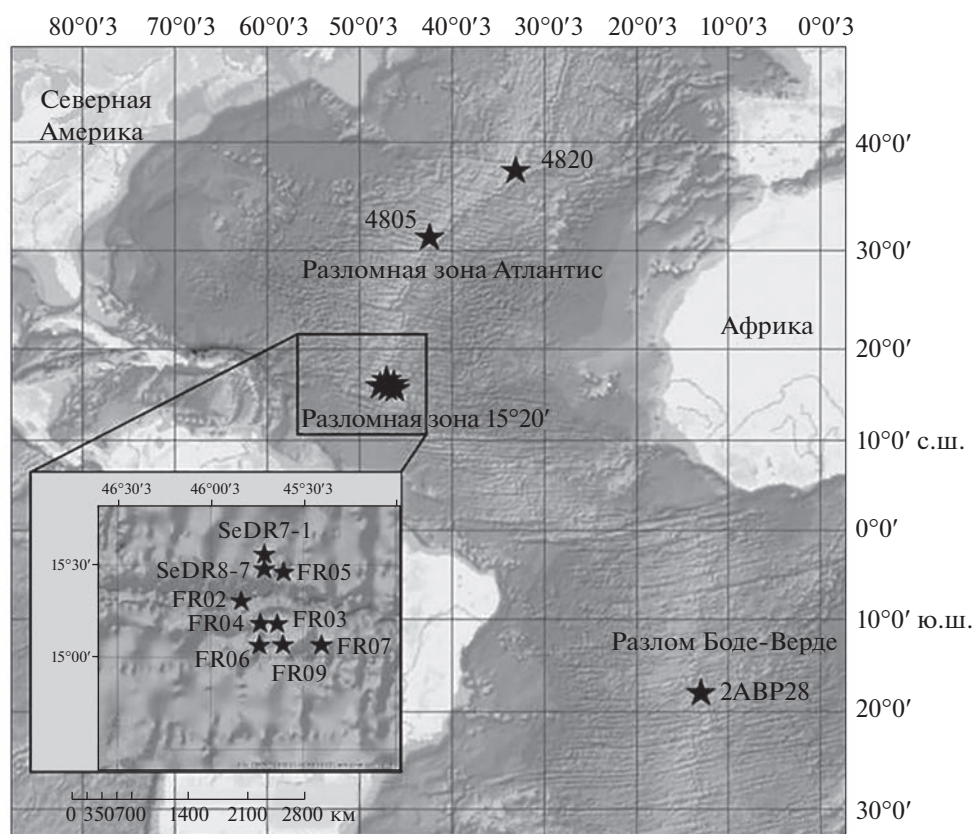


Рис. 1. Карта-схема расположения станций отбора образцов (звездочки) из изученной коллекции.

можением” процесса серпентинизации и образованием магнезита. В той же работе приведены данные, свидетельствующие о том, что в ходе проведения экспериментов происходит резкое уменьшение рН во флюиде, способствующее растворению оливина и освобождению SiO_2 .

В настоящее время серпентиниты рассматриваются как субстрат, способный за счет карбонатазации этих пород эффективно секвестрировать CO_2 в системе атмосфера–гидросфера–литосфера. Абиссальные перидотиты играют важную роль в глобальном геохимическом цикле углерода, так как эти породы широко распространены в акваториях Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Главной целью настоящей работы являлась попытка на примере абиссальных перидотитов САХ реконструировать геохимические тренды, сопровождающие карбонатазацию этих пород и выявить главные факторы, определяющие их геохимические и минералогические особенности. Объектом изучения послужила коллекция, состоящая из 30 образцов карбонатизированных серпентинитов, отобранная на огромном протяжении осевой зоны САХ между 37° с.ш. и 17° ю.ш. (6000 км) (рис. 1).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы карбонатизированных серпентинитов, выбранные для изучения, входили в состав имеющейся в распоряжении авторов представительной коллекции абиссальных перидотитов, состоящей из более чем 150 образцов, полученных или при драгировании, или с помощью манипулятора с борта ГОА “NAUTILE”. Эта коллекция включает все известные петрографические типы абиссальных перидотитов и была отобрана в районах, характеризующих основные морфоструктурные элементы осевой зоны САХ: борта рифтовой долины, внутренние угловые поднятия, борта офсетной части трансформных разломов. Координаты районов гребневой осевой зоны САХ, в которых были отобраны изученные образцы и петрографические типы протолита представленных ими пород приводятся в табл. 1.

Поскольку карбонаты образуют в изученных породах тесные сростания с серпентином, а также в связи с тем, что, судя по существующим данным, серпентинизация в приповерхностных частях разреза океанической коры происходит при тех же условиях, что и образование в них карбоната, для оценки геохимических особенностей изученных пород использовались валовые пробы.

Таблица 1. Районы отбора изученных серпентинитов и петрографические типы их протолита

№ п/п	Номер образца	Судно/экспедиция	Широта	Долгота	Глубина океана, м	Геологическая позиция района отбора образца	Протолит серпентинита
1	2ABP28-1	Академик Борис Петров, 2-й рейс	17.53° ю.ш.	13.67° з.д.	2600	Подводная возвышенность в гребневой части САХ между разломными зонами Св. Елены и Хотспур. в 20 милях к юго-западу от подводной горы Крепса	Гарибуртит
2	2ABP28-2	Академик Борис Петров, 2-й рейс	17.53° ю.ш.	13.67° з.д.	2600		Гарибуртит
3	SeDR7-1-1	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.75° с.ш.	44.97° з.д.	2704	Обнажения серпентинитов в восточном борту рифтовой долины в пределах гидротермального поля Лотачев	Гарибуртит
4	SeDR8-7-26	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
5	SeDR8-7-27	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
6	SeDR8-7-51	Пуркуа Па?/SERPENTINE	14.74° с.ш.	44.97° з.д.	2716		Дунит
7	FR02-06	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2950	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит/дунит
8	FR02-08	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2832		Гарибуртит
9	FR02-12	Аталанте/FARANAUT	15.09° с.ш.	44.98° з.д.	2484		Гарибуртит/дунит
10	FR03-03	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.95° з.д.	3411	Восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит*
11	FR03-07	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.95° з.д.	2731		Гарибуртит
12	FR04-08	Аталанте/FARANAUT	15.07° с.ш.	44.96°	2845	Западный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит
13	FR05-07	Аталанте/FARANAUT	15.13° с.ш.	44.95° з.д.	3633		Гарибуртит
14	FR05-10	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3396	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит*
15	FR05-11	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3268	Северо-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарибуртит
16	FR05-12	Аталанте/FARANAUT	15.12° с.ш.	44.95° з.д.	3155		Гарибуртит
17	FR05-13	Аталанте/FARANAUT	15.11° с.ш.	44.96° з.д.	3037		Гарибуртит
18	FR05-14	Аталанте/FARANAUT	15.11° с.ш.	44.96° з.д.	2904		Гарибуртит/дунит

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер образца	Судно/экспедиция	Широта	Долгота	Глубина океана, м	Геологическая позиция района отбора образца	Протолит серпентинита
19	FR06-02	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2792	Вершина внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарцбургит*
20	FR06-07	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2792		Гарцбургит
21	FR06-11	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.97° з.д.	2595		Гарцбургит
22	FR07-12	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3561	Юго-восточный склон внутреннего углового поднятия на пересечении южного сегмента САХ с разломной зоной "15°20'" (Диапир Буго)	Гарцбургит
23	FR07-13	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.87° з.д.	3459		Гарцбургите
24	FR09-02	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3943		Дунит
25	FR09-07	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3620	Южный склон массива Атлантик	Кумулятивный ультрамафит
26	FR09-08	Аталанте/FARANAUT	15.04° с.ш.	44.95° з.д.	3596		Дунит
27	4805-9	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	30.08° с.ш.	42.12° з.д.	1254		Гарцбургит
28	4805-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	30.08° с.ш.	42.12° з.д.	1210	Южный склон массива Атлантик	Гарцбургит
29	4820-1	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	36.23° с.ш.	33.88° з.д.	2350	Обнажения серпентинитов в западной части гидротермального поля Рейнбоу	Гарцбургит
30	4820-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс	36.23° с.ш.	33.88° з.д.	2350		Гарцбургит

Примечание. № 7–26 — образцы были отобраны манипулятором подводной лодки NAUTILUS (остальные образцы получены драгированием).

* Порода брекчирована.

Содержание главных и некоторых редких элементов в изученных образцах определяли с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного спектрометра AXIOS Advanced (PANalytical B.V., Holland), который обеспечивает возможность количественного определения содержания широкого круга элементов от кислорода до урана в диапазоне 10^{-4} –100%. Мощность прибора 4 кВ, он оснащен рентгеновской трубкой с Rh-анодом, сканирующим каналом по Соллеру с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством, состоящим из проточного и запаянного пропорциональных счетчиков и сцинтилляционного детектора. Пробы для анализа готовили путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связующего вещества полистирола в соотношении 5 : 1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании. Для расчета содержания определяемого i -того элемента в пробе по измеренным интенсивностям характеристического излучения использован способ классической эмпирической модели α – коррекции, предлагаемой пакетом программ “Super Q” спектрометра, в основе которого лежит регрессионное уравнение, позволяющее учитывать влияние матричного состава пробы на результаты определений: $C_i = D_i + E_i R_i (1 + \sum \alpha_{ij} R_j)$, где C_i и R_i – концентрация и измеренная интенсивность аналитической линии определяемого элемента соответственно, R_j – интенсивность j -того “мешающего” элемента пробы; D_i , E_i и α_{ij} – эмпирические коэффициенты, определяемые с помощью стандартных образцов способом наименьших квадратов. Содержание РЗЭ и сильно несовместимых элементов определяли методом ICP-AES, атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией (ETAAS) (Solaar MQZ, Thermo Elemental, США) и масс-спектрометрии высокого разрешения (HR-ICP-MS) (Element 2, Finnigan MAT, Германия). Подробное описание этой методики приводится в (Силантьев и др., 2018). Состав породообразующих минералов изучали в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ, г. Москва) методом точечного анализа с помощью рентгеноспектрального микроанализатора SX-100 (CAMECA) с четырьмя вертикальными спектрометрами, ускоряющим напряжением 15 кВ и током зонда 30 нА. В некоторых образцах из отобранной коллекции состав минералов определялся на электронном микроанализаторе Jeol IT-500 в лаборатории локальных методов исследования кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова. Исследование проводилось при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0.7 нА с использова-

нием ЭДС системы Oxford X-Max и площадью кристалла 50 мм². Состав карбонатов и ассоциирующих с ними минералов изучали также в полированных шлифах с использованием сканирующего электронного микроскопа с полевым катодом (FEG SEM) TESCAN MIRA3, оборудованного энерго-дисперсионным спектрометром ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments) под программным управлением Aztec 5.0 в ГЕОХИ РАН. Количественный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1.4 нА при накоплении в спектре 10^6 импульсов. В качестве стандартов использовались чистые элементы и соединения. Точность определения главных элементов составляла около 2 отн. %, порог расчетного содержания примесных элементов составлял 3σ. Сравнительная характеристика полученных результатов измерения состава породообразующих минералов осуществлялась на примере обр. FR03-03 (рис. 2). Измерения проводились в трех независимых лабораториях (рис. 3). В целом данные количественного анализа минералов, полученные в разных лабораториях, согласуются и стандартное отклонение не выходит за пределы $\sigma = 0.2$ (рис. 3). Исключением являются данные по содержаниям MgO, CaO и SiO₂, в которых наблюдаются вариации до $\sigma = 5$. Подобные значительные вариации, вероятно, связаны с неоднородным строением матрицы образцов, обусловленным тонким прорастанием карбонатной фазы в серпентине.

ПЕТРОГРАФИЯ КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ САХ

По петрографическим особенностям и минеральному составу среди карбонатизированных серпентинитов из изученной коллекции можно выделить несколько групп, различающихся, главным образом, по степени их карбонатизации и ее структурным признакам. В первую группу входят породы, сохранившие обычную для океанических серпентинитов петлячатую или пластинчатую структуру, в которых присутствуют обычно маломощные жилы, выполненные карбонатом (рис. 4а). В образцах этой группы карбонатный материал составляет от 10 до 30% относительно основной ткани породы (матрикса), в то время как серпентин является преобладающей фазой и составляет от 40 до 80% матрикса. Изредка в этих породах наблюдаются следы первичной протоинтрагранулярной структуры, характерной для релитогенных мантийных перидотитов (обр. FR09-07). Во многих образцах из этой группы (SeDR7-1-1, FR02-06, FR02-12, FR03-07, FR05-14, FR06-11) прожилки изредка образуют “раздувы”, выполненные тем же карбонатом, что и в образующих их прожилках. Доля карбоната в подобных образцах может достигать 35% относительно основного объема матрикса. В образце типичного серпенти-

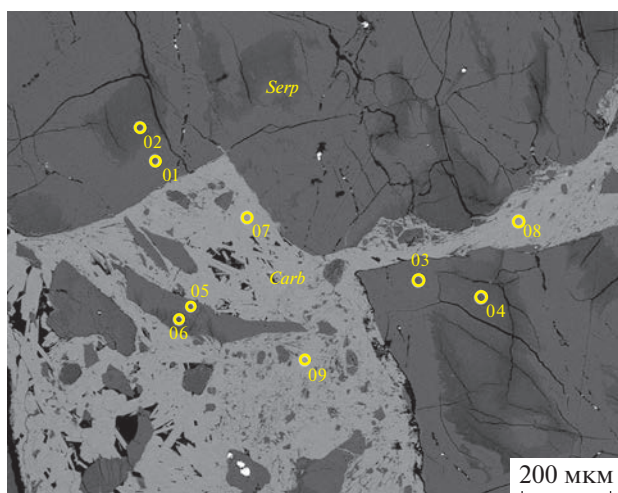


Рис. 2. Микрофотография шлифа обр. FR03-03 в отраженных электронах с указанными номерами спектров измерения. *Serp* – серпентин, *Carb* – карбонат.

нита с пластинчатой структурой (обр. FR05-07) карбонатные прожилки часто расположены субпараллельно жилкам, выполненным хризотилом. Тонкие прожилки карбоната в некоторых образцах петельчатых серпентинитов из первой группы (обр. FR09-02) развиваются в межзерновом пространстве, облекая по периметру гранобласты оливина, замещенного lizardитом. Серпентиниты первой группы сложены серпентином, карбонатом и магнетитом, а также реликтами первичных минералов, представленных шпинелью, оливином, клино- и ортопироксеном. Во второй группе карбонатизированных серпентинитов наблюдается частая сеть карбонатных прожилков, образующая в отдельных участках породы сплошную карбонатную матрицу (рис. 4б). В породах этой группы процентное соотношение карбонатного материала к общему матриксу существенно выше, чем в породах первой группы и достигает 35–45%. Содержание серпентина в породах второй группы составляет от 30 до 50%. В образцах, относящихся ко второй группе, отмечается меньшая сохранность реликтов первичных силикатных фаз и шпинели, чем в серпентинитах первой группы. Среди вторичных минералов, кроме серпентина, карбоната и магнетита, в серпентинитах второй группы отмечен также амфибол (тремолит) (обр. 4805-2, 2ABP28-1). Следует заметить, что отдельные образцы из изученной коллекции в структурном отношении занимают промежуточное положение между породами первой и второй групп (например, обр. FR05-12). Для них характерно примерно равное соотношение карбоната и серпентина – 40/45% и 45/45% соответственно. Третья группа пород представлена карбонатизированными серпентинитами, испытавшими интенсивные деформации и брекчирование, которые

отчетливо проявлены в характерных для них обломочно-прожилковой структуре и брекчиевидной текстуре (рис. 4в). Реликтов первичных минералов в породах третьей группы не отмечено; карбонат в них является преобладающим минералом вторичного происхождения и его содержание в породе достигает 70%. Следует заметить, что образцы, относящиеся к этой группе, были отобраны на внутреннем угловом поднятии “15°20’”, где установлены признаки широко проявленных тектонических деформаций, которым подвергался ультраосновной субстрат океанической коры (Capnat et al., 1997). В некоторых из изученных образцов установлены признаки замещения карбонатом реликтов первичных силикатных фаз: в обр. FR05-13 – оливина (рис. 4г), а в обр. FR05-07 – ортопироксена. Этот процесс отнесен в настоящей работе к четвертому петрографическому типу карбонатизации абиссальных перидотитов САХ.

В изученной коллекции присутствуют также серпентиниты без явных признаков карбонатизации. Они представлены аподунитовыми серпентинитами (обр. SeDR8-7-27) или серпентинитами, протолитом которых, возможно, являлись ультраосновные кумулаты (обр. FR05-10, FR09-07, FR09-08, 4805-9). В дальнейшем эти образцы послужат реперами исходного состава океанических серпентинитов, не вовлекавшихся в процесс карбонатизации и, возможно, относительно недавно экспонированных на поверхности океанического дна.

СОДЕРЖАНИЕ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ САХ

Обсуждение возможных трендов изменения состава абиссальных перидотитов при их карбонатизации полезно предварить оценкой сохранности признаков первичных параметров состава протолита этих пород. При этом следует иметь в виду, что этот протолит подвергался двум главным процессам, изменившим его минеральный и химический состав: серпентинизации и карбонатизации. В целях реконструкции возможной природы протолита ультраосновных пород из изученной коллекции можно использовать диаграмму в координатах Al_2O_3/SiO_2 – MgO/SiO_2 , которая для неизмененных ультрамафитов позволяет выделять среди них продукты частичного плавления (обычно – мантийные реститы) и представителей кумулятивных серий, образованных за счет фракционной кристаллизации магматического расплава. При этом следует иметь в виду, что вариации параметра MgO/SiO_2 в ультраосновных породах отражают не только эффект фракционной кристаллизации, но сильно зависят от степени их серпентинизации (например, Malvoisin, 2015).

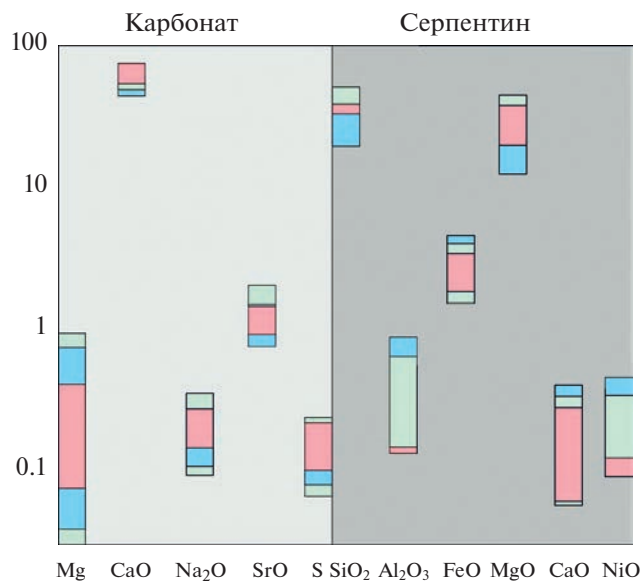


Рис. 3. Сравнительная характеристика состава изученных минералов в обр. FR03-03 в трех лабораториях: красный – МГУ на электронном микроанализаторе Jeol IT-500, зеленый – GEOXI PAN на рентгено-спектральном микроанализаторе SX-100 (CAMECA), синий – GEOXI PAN на энерго-дисперсионном спектрометре ULTIM MAX 100. По оси ординат – массовые проценты.

Рисунок 5а демонстрирует возможное присутствие среди карбонатизированных серпентинитов, полученных из сегментов САХ к югу и северу от разломной зоны “15°20’”, пород, протолит которых был представлен кумулатами ультраосновного состава. Точки состава преобладающей части образцов из изученной коллекции образуют компактное поле, расположенное вдоль тренда изменения параметров $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и MgO/SiO_2 , отражающего увеличение степени серпентинизации абиссальных перидотитов (рис. 5б). Поскольку эти образцы представлены в различной степени карбонатизированными серпентинитами, нельзя исключить возможность того, что тренд, показанный на рис. 5б, связан как с серпентинизацией абиссальных перидотитов, так и с их карбонатизацией. Наиболее чутким индикатором степени карбонатизации абиссальных перидотитов является уровень содержания в них стронция (например, Силантьев, 2003). Вариации содержаний Sr и CaO, наблюдаемые в образцах из изученной коллекции, наглядно подтверждают указанную выше тенденцию (рис. 6а). Этот рисунок позволяет также предполагать кумулятивное происхождение протолита образцов FR09-07, FR09-08, SeDR8-7-51, 4805-2 и 4805-9. Сопоставляя вариации параметра MgO/SiO_2 и содержание Sr в изученных породах (рис. 6б), можно прийти к заключению, что величина MgO/SiO_2 характери-

зует только уровень серпентинизации абиссальных перидотитов и его вариации не связаны с более поздним процессом карбонатизации, затронувшим серпентиниты. Наиболее подвижными элементами при серпентинизации абиссальных перидотитов являются Cl, Sr и U (например, Kodolanyi et al., 2012). Судя по данным, приведенным в табл. 2 и табл. 3, а также на рис. 7б, хлор накапливается в океанических серпентинитах и в ходе их карбонатизации. Несколько размытая картина увеличения содержания хлора в абиссальных перидотитах по мере их карбонатизации может объясняться тем обстоятельством, что, как было указано в (Sharp, Barnes, 2004), хлор может вовлекаться в состав абиссальных перидотитов как при его вхождении в структуру серпентина (хризотил и лизардит), так и в виде растворимых солей в матрице серпентинита. Очевидно, последний механизм действует и в случае карбонатизированных серпентинитов. Об этом свидетельствует то, что породы с высоким содержанием Cl характеризуются наиболее высоким содержанием Sr и представлены продуктами массивной карбонатизации. Ранее, в работе (Силантьев и др., 2016), был рассмотрен характер ковариаций содержаний Sr и серы, связанный с преобразованием абиссальных перидотитов в ходе их взаимодействия с гидротермальным флюидом морского происхождения и морской водой. Было установлено, что максимальная концентрация серы отмечается в карбонат-серпентинитовой брекчии, развитой по аподунитовым серпентинитам, обнаруженной в районе пересечения осевой зоны САХ с разломной зоной “15°20’”. Приведенные в табл. 2 данные подтверждают тенденцию накопления серы в ходе карбонатизации океанических серпентинитов, при этом наименьшее содержание серы устанавливается в образцах, лишенных признаков карбонатизации или подвергнутых ей в наименьшей степени (рис. 8).

По характеру распределения РЗЭ карбонатизированные абиссальные перидотиты САХ можно подразделить на две группы (табл. 3). Одна из них включает породы, характеризующиеся отчетливо проявленным минимумом величины нормализованного к хондриту содержания церия; в другой группе этот минимум отсутствует или наблюдается слабо проявленный положительный цериевый экстремум (рис. 9). Цериевая аномалия, характерная для океанических серпентинитов трактуется как чуткий индикатор окислительно-восстановительных условий, при которых протекала серпентинизация ультраосновного субстрата океанической коры. Формула $2\text{Ce}_{\text{cn}}/(\text{La}_{\text{cn}} + \text{Pr}_{\text{cn}})$, предложенная в (German et al., 1991), позволяет использовать величину цериевого экстремума для качественной оценки окислительно-восстановительного режима петрогенезиса. В работе (Tostevin et al., 2016) указывается, что карбонат-

ные осадки и измененные породы океанической коры сохраняют черты распределения РЗЭ, характерные для морской воды. Поскольку церий может находиться как в +3, так и в +4 валентном состоянии, он является чутким индикатором окислительно-восстановительной обстановки, в которой происходит взаимодействие океанического корового субстрата с морской водой и ее дериватами. Согласно (Tostevin et al., 2016), отрицательная цериевая аномалия в карбонатах отражает окислительную обстановку их формирования, в то время как карбонаты, образованные в бескислородной среде, такую аномалию не обнаруживают. Вместе с тем в цитируемой работе указывается, что отсутствие цериевой аномалии в карбонатах не всегда может свидетельствовать о нейтральной или восстановительной обстановке формирования карбонатов, поскольку она может изредка отсутствовать даже в окисленной водной среде. О характере изменчивости среди изученных образцов карбонатизированных серпентинитов цериевой аномалии можно судить по рис. 10. Очевидно, что все образцы с четко выраженной отрицательной цериевой аномалией характеризуются величиной $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] < 1$. Среди этих образцов карбонатизированных серпентинитов присутствуют также продукты массивной карбонатизации. Группа образцов с $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] \geq 1$ включает серпентиниты без явных признаков карбонатизации (обр. SeDR8-7-27), некоторые карбонатизированные серпентиниты (обр. FR02-12, FR06-02, FR07-12, FR07-13, 4805-2), а также породы, протолитом которых, возможно, являлись ультраосновные кумулаты (обр. FR05-10, FR09-07, FR09-08). В образцах SeDR8-7-51, 4805-9 и FR06-1, несмотря на то, что цериевая аномалия в них не отмечена, величина $[2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})] \leq 1$.

Многие образцы и изученной коллекции обнаруживают признаки обогащения ЛРЗЭ. К этим образцам относятся как породы, в которых установлена цериевая аномалия, так и те, где она отсутствует (рис. 9). Необходимо подчеркнуть, что абиссальные перидотиты с высоким значением $(La/Sm)_{cn}$, достигающим в обр. FR06-07 величины 6.21, присутствуют во всех рассмотренных в настоящей работе районах опробования. Результаты опытов по последовательному выщелачиванию океанических серпентинитов, представленные в работе (Frisby, 2016), позволили ее автору прийти к заключению, что содержание ЛРЗЭ в абиссальных перидотитах увеличивается в ходе их серпентинизации. Концентраторами ЛРЗЭ в этих породах, по (Frisby, 2016), являются вторичные минеральные фазы, а масштаб привноса ЛРЗЭ зависит от величины W/R (вода/порода). Многие образцы из изученной коллекции были получены из района пересечения осевой зоны САХ с разломной зоной "15°20'". Этот район характеризу-

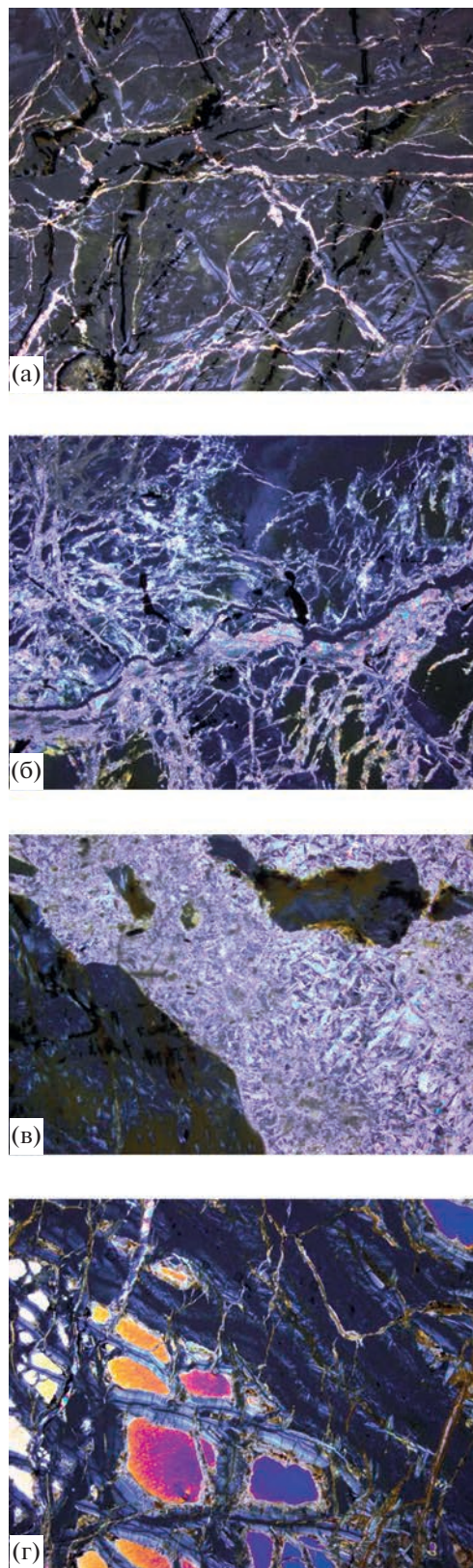


Рис. 4. (а) Жильная карбонатизация обр. SeDR8-7-26, увел. 5×/0.15. (б) Проникающая карбонатизация обр. FR07-12, увел. 5×/0.15. (в) Массивная карбонатизация обр. FR03-03, увел. 10×/0.30. (г) Карбонатизация реликтового оливина в обр. FR05-13, увел. 5×/0.15.

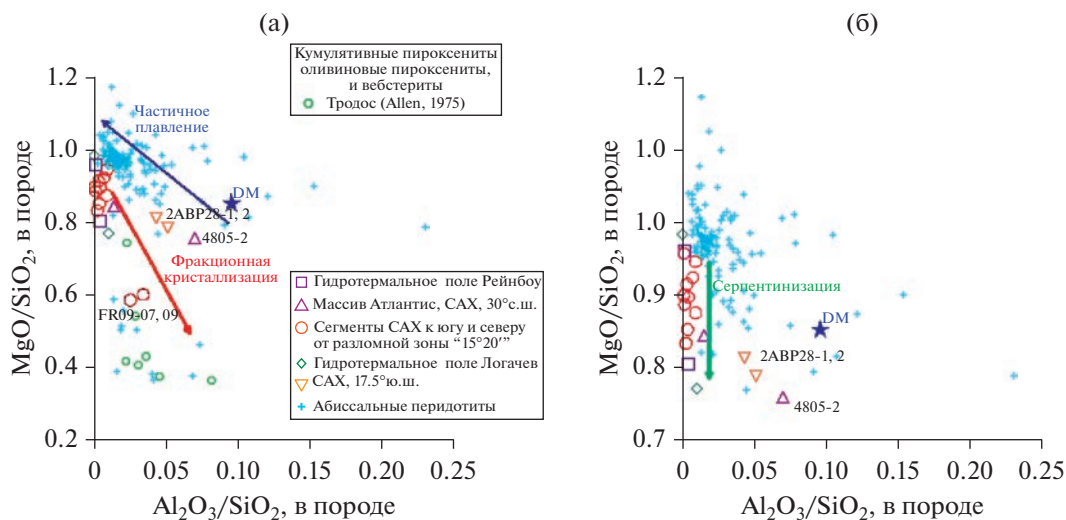


Рис. 5. Вариации MgO/SiO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в карбонатизированных серпентинитах САХ с трендами изменения состава ультраосновных пород в ходе частичного плавления и при фракционной кристаллизации (а), а также при серпентинизации и карбонатизации (б). Синяя звездочка — состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

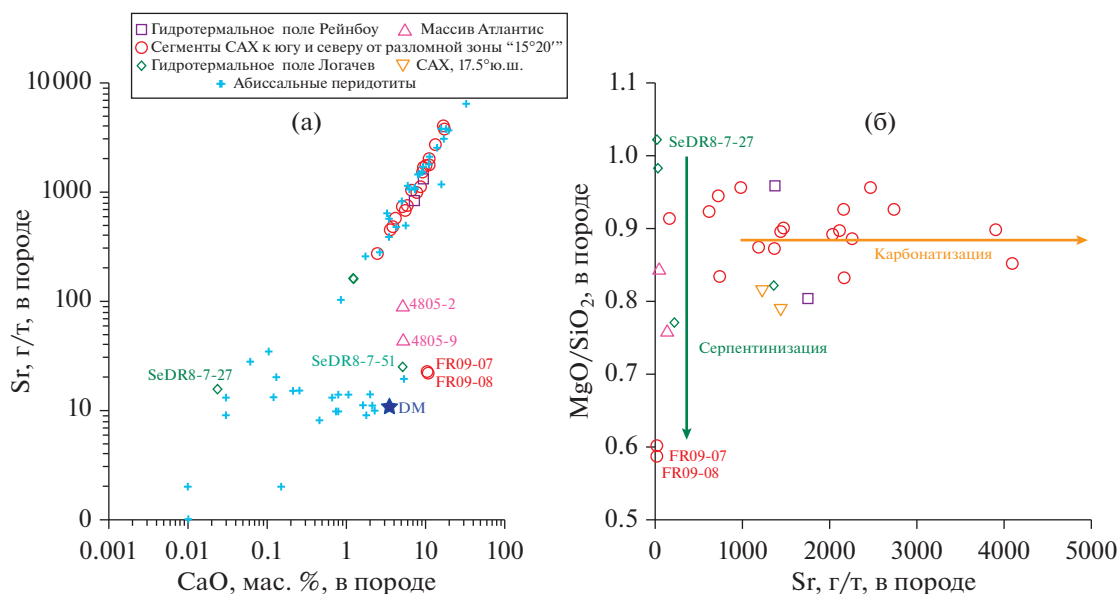


Рис. 6. Ковариации содержаний CaO и Sr (а), а также MgO/SiO_2 и Sr в изученных породах (б). Зеленой стрелкой обозначен тренд серпентинизации, оранжевой — карбонатизации. Синяя звездочка — состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

ется широким распространением на поверхности океанического дна обнажений абиссальных перидотитов. В работе (Paulick et al., 2006) приводятся сведения о геохимических особенностях ультрамафитов, пробуренных в этой акватории в 209-ом леге судна “Джоидес Резолюшн”. Характер распределения содержания РЗЭ, по (Paulick et al., 2006), в мантийных реститах этого района САХ в не малой степени зависит от взаимодействия ультраосновного субстрата с перколирующими сквозь

него магматическими расплавами, признаки которого проявлены в жилах габброидов, пронизывающих перидотиты. Однако в той же работе указывается, что в ультраосновных породах, подвергавшихся низкотемпературному гидротермальному преобразованию (скв. ODP 1274, 1272 и 1268) ЛРЗЭ характеризуются высоким содержанием. Следует заметить, что скв. 1272 находится в непосредственной близости от места отбора образцов FR03-03 и FR04-08, которые, согласно предло-

Таблица 2. Содержание главных элементов и хлора в карбонатизированных серпентинитах САХ

Компо- ненты	2ABP28-1	2ABP28-2	SeDR7-1-1	SeDR8-7-26	SeDR8-7-27	SeDR8-7-51	FR02-06	FR02-08	FR02-12	FR09-07	FR09-08	4805-2	4805-9	4820-1	4820-2	FR05-10	FR05-11
SiO ₂	33.94	33.83	42.55	36.17	39.40	34.99	37.15	36.77	36.07	51.65	30.30	34.15	33.15	33.57	33.31	33.31	38.69
TiO ₂	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	1.11	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	1.46	1.72	0.42	nd	nd	0.01	nd	0.33	0.32	10.07	nd	0.15	0.08	nd	0.04	0.04	nd
FeO*	7.08	6.90	7.22	5.73	5.31	6.65	4.63	6.29	7.71	8.52	4.68	8.35	5.66	6.74	5.53	5.53	7.13
MnO	0.12	0.14	0.09	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08	0.54	0.10	0.06	0.13	0.08	0.08	0.06	0.06	0.10
MgO	27.57	26.64	32.79	29.72	40.28	34.42	32.39	32.15	34.09	15.49	28.08	30.60	27.59	29.95	29.52	29.52	32.29
CaO	7.78	8.71	1.20	8.51	0.02	5.08	3.52	5.10	3.79	9.42	13.01	7.69	10.75	9.11	10.03	10.03	4.10
Na ₂ O	0.45	0.45	0.20	0.41	0.35	0.17	0.25	0.28	0.39	1.91	0.41	0.28	0.29	0.36	0.52	0.52	0.29
K ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.07	0.09	0.17	0.06	0.09	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06
Сумма	20.04	19.99	14.21	17.90	13.71	16.53	20.98	17.72	15.34	2.28	22.38	16.61	21.16	18.90	19.78	19.78	16.20
Cl	3900	3700	2400	4300	2800	1300	2800	2500	3800	2000	4400	2500	2400	3300	4700	4700	2200
Компо- ненты	FR05-12	FR05-13	FR05-14	FR06-02	FR06-07	FR06-11	FR07-12	FR07-13	FR09-02	FR09-07	FR09-08	4805-2	4805-9	4820-1	4820-2		
SiO ₂	28.11	33.49	32.96	36.18	40.22	35.66	27.34	34.55	30.90	46.79	44.26	41.44	37.78	35.33	34.74		
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	0.10	0.03	0.01	0.01		
Al ₂ O ₃	0.10	nd	nd	0.12	0.28	nd	0.02	0.03	nd	1.60	1.12	2.88	0.54	0.16	0.04		
FeO*	4.29	6.31	6.83	6.27	5.36	7.05	4.91	6.12	8.11	4.41	4.37	6.92	7.44	6.10	5.55		
MnO	0.08	0.10	0.17	0.08	0.08	0.18	0.07	0.35	0.14	0.13	0.14	0.11	0.10	0.07	0.07		
MgO	23.94	30.15	29.59	33.07	37.14	34.10	24.55	33.04	28.63	28.15	25.98	31.37	31.87	28.39	33.33		
CaO	16.30	6.62	9.03	5.72	2.45	5.43	17.20	6.48	10.86	10.74	10.27	5.12	5.16	9.05	7.12		
Na ₂ O	0.37	0.31	0.32	0.41	0.36	0.27	0.39	0.27	0.43	0.16	0.23	0.32	0.33	0.22	0.21		
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01		
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.04	0.06	0.02	0.06	0.05	0.06	0.12	0.02	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04		
Сумма	25.60	21.69	19.86	16.88	13.22	16.08	24.28	17.82	19.18	6.82	13.00	10.76	15.48	19.19	17.85		
Cl	3800	2800	3100	4000	3600	2800	3200	3600	3300	1200	2100	1200	1800	2400	2700		

Примечание. Оксиды даны в мас. %, хлор – в г/г. Все железо – как FeO, nd – компонент не определялся.

Таблица 3. Содержание редких элементов в карбонизированных серпентинитах САХ

Элементы	2ABP28-1	2ABP28-2	SeDR7-1-1	SeDR8-7-26	SeDR8-7-27	SeDR8-7-51	FR02-06	FR02-08	FR02-12	FR02-13	FR03-03
Cr	3513.50	3788.98	1689.88	5194.75	568.94	10411.43	2011.29	2071.06	4303.41	795.52	1799.16
V	123.61	121.79	15.20	27.04	15.06	41.35	73.97	62.73	81.48	322.44	33.48
Co	93.44	97.67	80.64	95.24	95.34	96.73	164.10	94.13	166.22	48.93	98.29
Ni	1361.94	1291.82	1909.53	1523.61	2070.53	1367.49	2442.37	1892.77	1076.69	328.42	756.00
Cu	100.13	151.08	6.73	199.47	523.89	2.71	64.89	7.53	70.22	31.11	3.63
Zn	80.94	94.37	26.62	41.31	55.56	47.47	81.94	33.88	79.71	52.54	44.90
Sr	1219.98	1429.64	213.91	1352.57	4.85	25.58	1363.20	1180.49	715.66	177.84	2733.69
Ba	1.99	3.30	0.99	2.22	0.99	1.16	2.12	3.21	31.74	26.09	21.26
Pb	0.15	0.57	<L.D.	<L.D.	0.43	<L.D.	2.02	<L.D.	14.76	0.36	20.95
Rb	0.05	0.18	0.02	<L.D.	0.07	0.17	<L.D.	<L.D.	0.55	0.36	nd
Sc	6.92	9.01	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	6.97	3.55	<L.D.	41.91	nd
Th	0.01	0.05	<L.D.	<L.D.	0.01	<L.D.	0.01	<L.D.	1.77	0.69	nd
U	0.93	0.85	0.55	0.68	0.20	0.43	1.66	1.08	0.93	0.25	nd
La	0.74	1.15	1.94	0.44	0.18	0.04	0.35	0.25	11.13	6.36	nd
Ce	0.39	1.00	0.05	0.07	0.49	0.07	0.13	0.03	33.02	15.68	nd
Pr	0.14	0.23	nd	0.08	0.04	0.01	0.07	0.04	2.53	2.23	nd
Nd	0.58	1.01	0.01	0.37	0.18	0.06	0.30	0.19	10.41	10.78	nd
Sm	0.09	0.15	0.01	0.07	0.04	0.01	0.06	0.04	2.18	3.09	nd
Eu	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.53	1.12	nd
Gd	0.13	0.19	<L.D.	0.07	0.04	0.02	0.08	0.07	2.42	3.90	nd
Tb	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.37	0.66	nd
Dy	0.15	0.22	0.02	0.05	0.03	0.02	0.08	0.08	1.99	4.21	nd
Ho	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.37	0.88	nd
Er	0.14	0.20	0.00	0.03	0.02	0.02	0.06	0.07	1.07	2.68	nd
Tm	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.14	0.37	nd
Yb	0.19	0.25	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.08	0.90	2.47	nd
Lu	0.03	0.04	0.18	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.14	0.37	nd

Таблица 3. Продолжение

Элементы	FR03-07	FR04-08	FR05-07	FR05-10	FR05-11	FR05-12	FR05-13	FR05-14	FR06-02	FR06-07
Cr	6339.40	1226.90	899.72	1032.81	3454.46	1119.31	1484.78	4157.21	721.03	1068.26
V	124.72	23.06	34.26	60.99	69.50	38.05	48.17	40.33	281.89	3.22
Co	132.49	80.17	84.23	61.21	93.42	56.03	92.89	101.88	44.85	76.10
Ni	1908.93	1790.92	1942.50	1539.61	1773.09	1186.09	1880.81	1424.33	254.31	1134.43
Cu	188.75	6.69	2.15	16.93	11.48	5.49	8.42	24.85	29.01	25.30
Zn	83.98	25.63	33.58	40.35	53.62	26.64	41.07	43.71	48.77	29.70
Sr	1432.84	2161.59	2032.18	2251.91	732.65	4084.78	1467.06	2107.30	160.35	611.50
Ba	5.13	2.15	5.22	3.67	1.78	5.54	3.12	4.14	23.74	1.66
Pb	0.80	0.99	1.47	1.46	3.95	0.15	0.96	0.23	0.27	1.23
Rb	0.09	<L.D.	0.05	0.19	0.07	0.05	0.04	0.06	0.30	<L.D.
Sc	<L.D.	3.54	3.63	3.40	5.15	3.65	4.80	<L.D.	37.29	<L.D.
Th	0.10	<L.D.	0.00	0.06	0.02	0.01	0.01	0.02	0.68	<L.D.
U	1.41	1.17	1.18	1.02	1.86	1.16	1.18	1.18	0.23	0.33
La	2.90	<L.D.	0.11	0.59	0.40	0.32	0.14	0.35	5.83	0.30
Ce	1.21	<L.D.	0.14	0.58	0.23	0.20	0.05	0.34	14.30	0.05
Pr	0.57	<L.D.	0.01	0.13	0.08	0.06	0.03	0.08	2.02	0.05
Nd	2.53	0.01	0.05	0.55	0.35	0.25	0.11	0.34	9.87	0.23
Sm	0.39	0.00	0.01	0.10	0.07	0.05	0.02	0.07	2.83	0.03
Eu	0.09	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	1.02	0.01
Gd	0.38	0.00	0.02	0.12	0.09	0.05	0.03	0.08	3.63	0.03
Tb	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.61	0.00
Dy	0.30	0.01	0.02	0.11	0.10	0.06	0.03	0.07	3.88	0.03
Ho	0.06	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.81	0.01
Er	0.21	0.01	0.02	0.08	0.07	0.04	0.03	0.05	2.45	0.02
Tm	0.03	<L.D.	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.00
Yb	0.21	0.01	0.02	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	2.26	0.03
Lu	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.00

Таблица 3. Окончание

Элементы	FR06-11	FR07-12	FR07-13	FR09-02	FR09-07	FR09-08	4820-1	4820-2	4805-2	4805-9
Cr	2264.31	1073.01	3696.15	4186.73	2195.05	2601.07	969.72	1385.01	2229.27	1789.55
V	35.51	35.41	121.21	100.51	30.63	63.71	46.83	30.44	92.76	39.41
Co	126.15	65.73	220.17	102.01	57.43	115.86	133.90	83.95	67.73	79.77
Ni	1054.59	912.48	1952.04	1516.43	1032.55	1057.20	1445.62	1651.04	1198.60	1264.23
Cu	76.63	29.13	80.73	56.50	12.46	96.23	776.79	116.49	6.50	3.91
Zn	52.88	21.89	108.98	60.80	53.98	107.91	412.84	64.87	29.44	38.30
Sr	979.21	3898.74	2463.67	2155.02	14.38	5.72	1743.54	1367.26	129.26	39.56
Ba	10.29	6.34	25.03	3.41	3.20	2.49	2.45	1.20	1.33	0.44
Pb	3.90	0.77	22.98	0.31	1.28	3.16	0.14	1.37	0.46	1.23
Rb	0.13	<L.D.	0.25	<L.D.	0.09	0.45	0.03	<L.D.	0.22	0.31
Sc	<L.D.	2.12	8.33	<L.D.	<L.D.	4.48	<L.D.	3.77	17.14	5.86
Th	0.33	0.04	1.90	0.05	0.07	0.03	0.01	0.00	0.04	0.02
U	0.75	0.89	1.35	1.78	0.61	0.79	0.96	1.12	0.50	0.50
La	3.34	0.42	13.01	1.07	0.29	0.29	0.11	0.05	0.30	0.15
Ce	6.18	0.86	36.13	0.86	0.84	0.75	0.14	<L.D.	1.08	0.37
Pr	0.76	0.09	3.10	0.23	0.13	0.10	0.02	0.01	0.19	0.07
Nd	3.23	0.36	12.76	0.93	0.74	0.45	0.10	0.04	1.05	0.33
Sm	0.56	0.07	2.51	0.17	0.26	0.13	0.03	0.01	0.38	0.10
Eu	0.15	0.02	0.56	0.04	0.07	0.21	0.01	0.00	0.17	0.04
Gd	0.60	0.08	2.61	0.23	0.39	0.17	0.04	0.01	0.58	0.13
Tb	0.09	0.01	0.38	0.04	0.07	0.03	0.01	0.00	0.11	0.02
Dy	0.48	0.06	1.94	0.26	0.47	0.19	0.04	0.02	0.76	0.16
Ho	0.09	0.01	0.37	0.05	0.10	0.04	0.01	0.01	0.17	0.04
Er	0.29	0.04	1.02	0.19	0.32	0.14	0.03	0.02	0.52	0.14
Tm	0.04	0.01	0.14	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.08	0.02
Yb	0.26	0.04	0.87	0.22	0.31	0.13	0.03	0.03	0.51	0.15
Lu	0.04	0.01	0.14	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	0.08	0.03

Примечание. <L.D. – содержание элемента меньше предела обнаружения, nd – элемент не определялся.

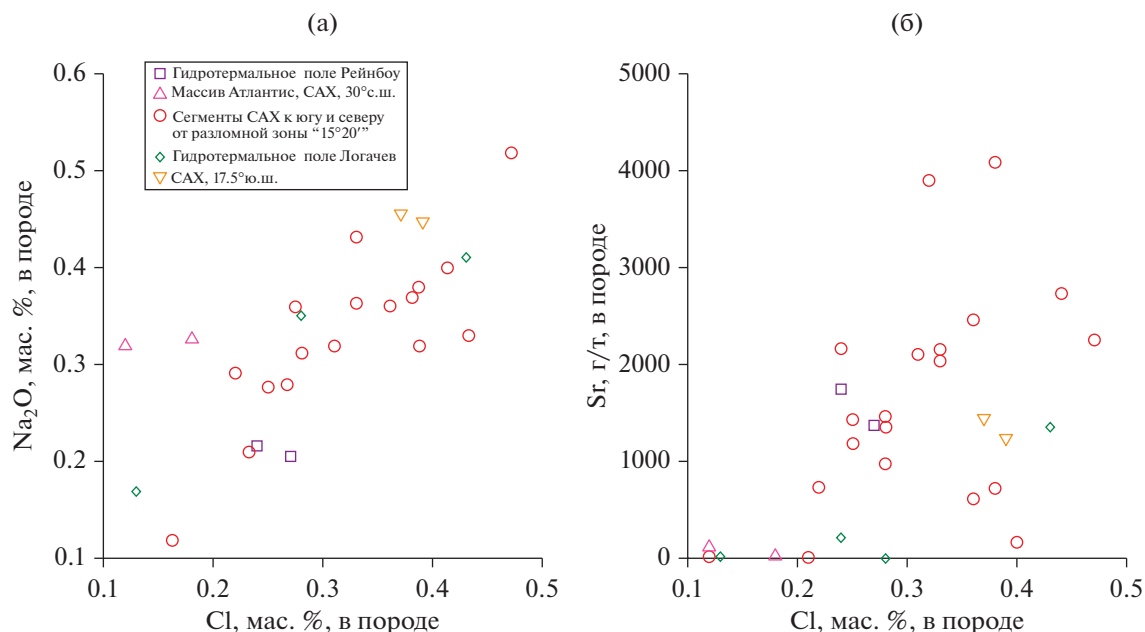


Рис. 7. Вариации содержаний Cl и Na₂O (а) и Cl и Sr (б) в карбонатизированных серпентинитах САХ.

женной выше классификации, представлены серпентинитами, испытавшими массивную карбонатизацию. В работе (Paulick et al., 2006) сделан вывод, что на характер распределения РЗЭ в абиссальных перидотитах при их серпентинизации существенное влияние оказывает также величина W/R. При флюидо-доминирующей серпентинизации, согласно (Paulick et al., 2006), в ультраосновные породы привносится сера и спектр распределения в них РЗЭ, нормализованных к хондриту, характеризуется U-образной формой с резкой положительной европейской аномалией. Эта европейская аномалия наблюдается также в эманациях черных курильщиков, связанных с активными гидротермальными полями рассматриваемого региона САХ. Именно такой характер спектра распределения РЗЭ обнаруживает обр. SeDR8-7-51, отобранный в районе гидротермального поля Логачев (рис. 9б). В свою очередь, рис. 11а и 11б демонстрируют, что процесс карбонатизации также может влиять на уровень содержания ЛРЗЭ в абиссальных перидотитах.

МИНЕРАЛОГИЯ И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ САХ

В карбонатизированных серпентинитах САХ присутствуют три группы минеральных ассоциаций, отражающих различные этапы эволюции ультраосновных пород океанической коры. Одна из них представлена реликтами первичных минералов, которые входили в состав протолита сер-

пентинитов и были образованы или в ходе частичного плавления мантийного субстрата, или при его взаимодействии с магматическим расплавом. В случае серпентинитов, протолитом которых являлись ультрамафитовые кумулаты, к этой “реликтовой” минеральной ассоциации относятся также продукты фракционной кристаллизации.

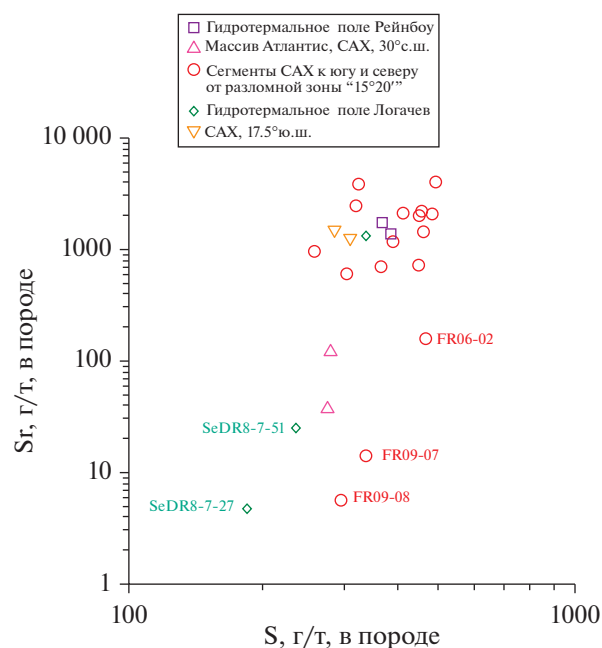


Рис. 8. Вариации содержаний S и Sr в карбонатизированных серпентинитах САХ.

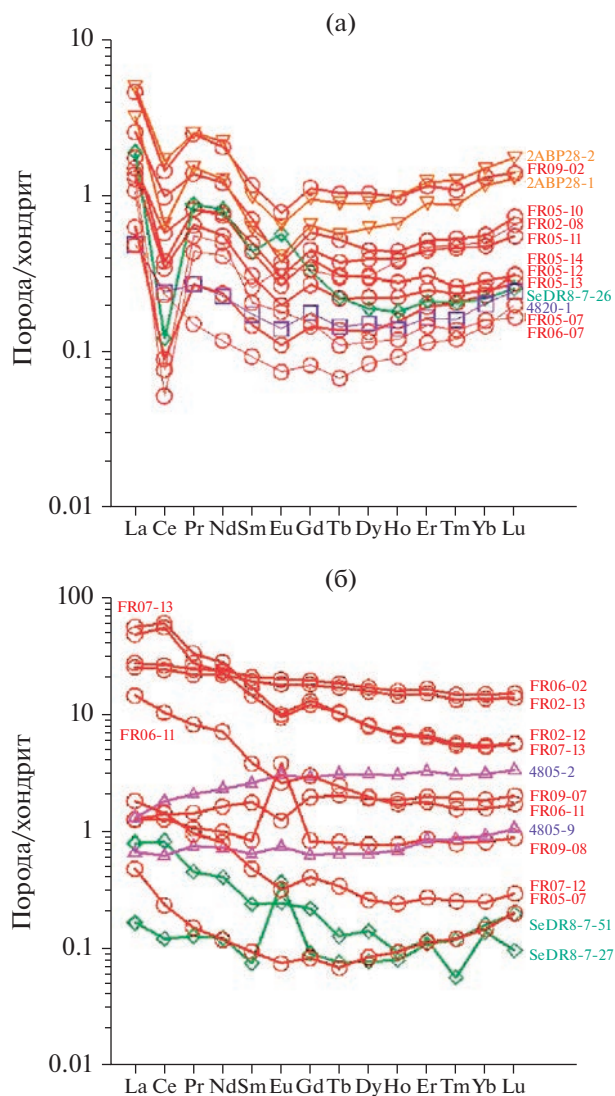


Рис. 9. Характер распределения содержаний РЗЭ в изученных породах, нормирование по (Sun, McDonough, 1989).

(а) – в образцах с выраженной Се-аномалией, (б) – в образцах, в которых эта аномалия отсутствует или наблюдается слабо проявленный положительный цериевый экстремум.

Другая, более поздняя, минеральная ассоциация относится к “серпентинитовому” этапу эволюции ультраосновных пород и связана с их внутрикоровым преобразованием при взаимодействии с умеренно- и низкотемпературными флюидами морского происхождения. К третьей, собственно карбонатной, группе минералов в карбонатизированных серпентинитах САХ относятся карбонаты и ассоциирующие с ними фазы, образование которых происходило на поверхности океанического дна или в приповерхностных условиях.

Реликты первичных минералов сохранились в образцах, испытавших слабую или умеренную

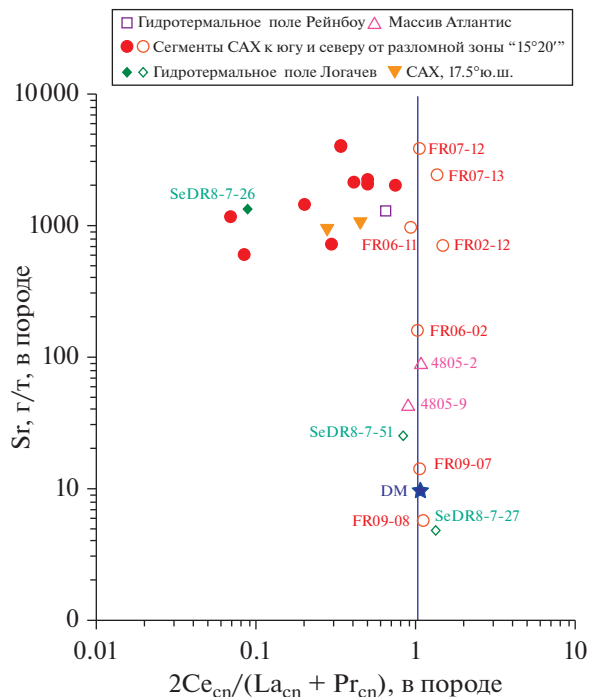


Рис. 10. Ковариации содержания Sr и величины параметра $2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})$ в изученных породах с четко проявленной отрицательной аномалией церия (залитые символы) и не обнаруживающих ее четких признаков (незалитые символы).

Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). Синяя звездочка – состав деплетированной мантии (DM), приведен по (Salters, Stracke, 2004).

карбонатизацию (жильный и проникающий типы карбонатизации). Эти реликты представлены клино-(обр. 4805-2, 4805-9, FR05-10, 2ABP28-1) и ортопироксеном (обр. FR05-07, 2ABP28-1), оливином (обр. FR05-07, FR05-13, FR06-02) и шпинелью (обр. SeDR8-7-26). По составу реликтовые силикатные фазы из большей части перечисленных образцов отвечают составу минералов из ассоциации, характерной для типичных шпинелевых гарцбургитов САХ. Параметры состава клинопироксена из обр. 4805-9 могут свидетельствовать о кумулятивном происхождении ультраосновного протолита этой породы. Состав реликтовой шпинели из обр. SeDR8-7-26 указывает на то, что его протолит был представлен дунитом.

В изученных образцах карбонатизированных серпентинитов были идентифицированы следующие минералы, относящиеся к ассоциации, сформированной на “серпентинитовом” этапе истории этих пород: серпентин, брусит, хлорит, тремолит и магнетит. Оливин замещается также иддингситом, который не представляет собой самостоятельную фазу. О характере минеральных превращений, сопровождавших серпентинизацию ультраосновного протолита, можно судить по рис. 12, на котором отображены составы фаз,

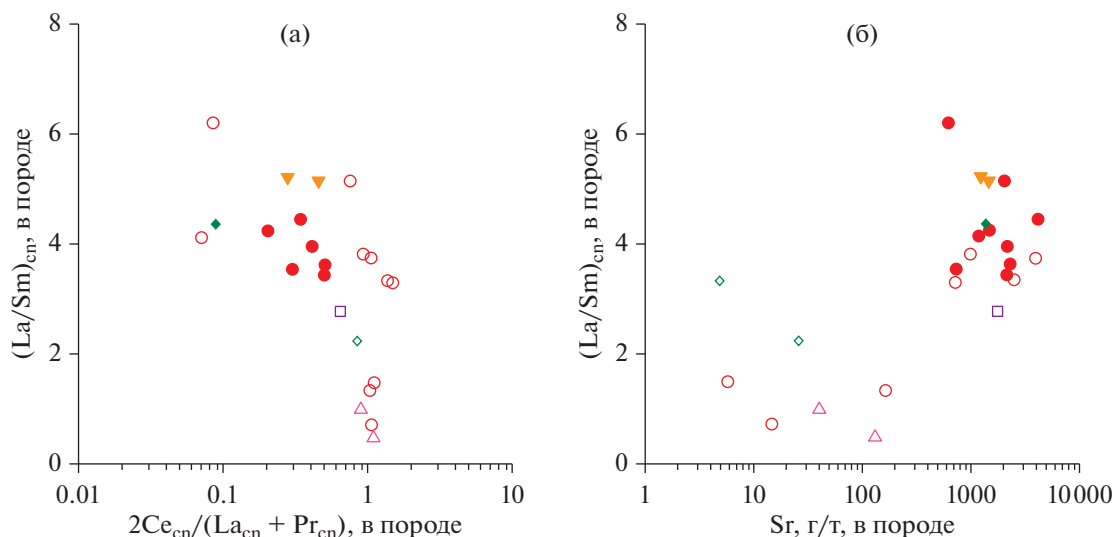


Рис. 11. Вариации $(La/Sm)_{cn}$ и $2Ce_{cn}/(La_{cn} + Pr_{cn})$ (а), а также содержания Sr (б) в изученных породах. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. на рис. 10.

участвовавших в серпентинизации изученных пород. Серпентин был обнаружен практически во всех образцах, представленных в табл. 1. Судя по петрографическим признакам и данным, приведенным в табл. 4, серпентин представлен лизардитом, хризотилом (преимущественно, в прожилках) и антигоритом. Наблюдаются признаки положительной корреляции между содержаниями Al_2O_3 и Cl в серпентине (рис. 13). Таким образом, в антигорите отмечается максимальное содержание хлора (0.81 мас. % в обр. FR05-07). Высокое содержание хлора в анионной группе серпентина характерно для серпентинитов САХ и отражает участие в преобразовании ультраосновного субстрата водно-солевого флюида. В серпентине из образцов, в которых установлены признаки массивной карбонатизации (обр. FR03-03), отмечается высокое содержание Sr (0.55–0.61 мас. %) (табл. 4). Возможно, это связано с тонкой примесью карбоната в серпентине, что тем более вероятно, поскольку породы испытывавшие массивную карбонатизацию обычно брекчированы. Согласно результатам расчетного кинетико-термодинамического моделирования, приведенным в (Силантьев и др., 2009), хризотил в ультраосновном субстрате устойчив вплоть до температуры $40^\circ C$, в то время как поле устойчивости антигорита ограничено более высокими температурами: $260\text{--}420^\circ C$ и глубиной расположения внутри океанической коры, соответствующей 2.3–3.4 кбар. Учитывая, что хризотил и лизардит, судя по петрографическим признакам, находятся в регрессивных соотношениях с более высокотемпературным антигоритом, вариации состава серпентина из изученных пород свидетельствует о том, что их серпентинизация происходила на разных глубинах океанической коры при

подъеме ультраосновных пород к поверхности океанического дна.

Брусит был обнаружен только в образцах, драгированных в районе гидротермального поля Логачев, среди которых присутствуют наименее карбонатизированные серпентиниты. В обр. SeDR8-7-27 брусит выполняет жилы или образует тесные срастания с оливином. Ассоциация брусита с серпентином в ультраосновных породах устойчива в температурном интервале $40\text{--}350^\circ C$, причем в низкотемпературной области серпентин представлен хризотилом или лизардитом (Силантьев и др., 2009). При температуре $250\text{--}350^\circ$ и давлении 1–1.5 кбар брусит ассоциирует с антигоритом (Andreani et al., 2007). Следует подчеркнуть, что малая распространенность брусита в абиссальных перидотитах, экспонированных на поверхности океанического дна, связана с растворением брусита в процессе подводного выветривания, приводящего к выносу магния (Klein et al., 2020). Хлорит в изученных породах представлен клинохлором (обр. 4805-9) и пеннином (обр. 4820-1) (табл. 5). Судя по расчетным данным, приведенным в (Силантьев и др., 2009), хлорит устойчив в пределах всего диапазона температур, отвечающих процессу серпентинизации, причем в наиболее низкотемпературной области он представлен только магнезиальной разновидностью (клинохлором). Иддингсит представляет фазу, замещающую оливин в процессе его выветривания. Состав иддингсита отвечает смеси составов реликтового оливина, глинистых минералов и оксидов железа (Kuebler et al., 2013) (табл. 5). Очевидно, образование этой фазы в обр. 4805-9 происходило при подводном выветривании реликтового оливина в условиях поверхности океаниче-

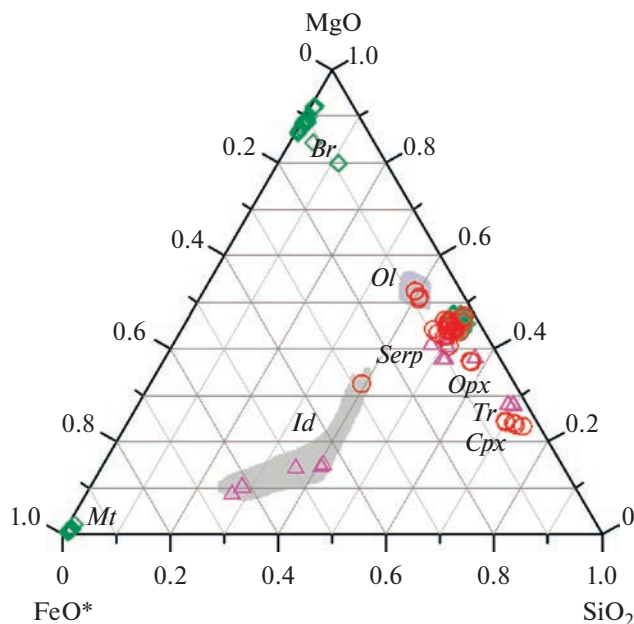


Рис. 12. Минеральные ассоциации серпентинитового протолита изученных карбонатизированных серпентинитов САХ в координатах SiO_2 – MgO – FeO^* . Все железо как FeO . *Br* – брусит, *Cpx* – клинопироксен, *Id* – иддингсит, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Serp* – серпентин, *Tr* – тремолит. Условные обозначения см. на рис. 10.

ского дна. Тремолит является самым высокотемпературным вторичным минералом в изученных карбонатизированных серпентинитах. В образцах 4805-2 и 2ABP28-1 тремолит перенной глинозема ассоциирует с серпентином, а в обр. 2ABP28-1 и с хлоритом. Подобная минеральная ассоциация появляется в ультраосновных породах в ходе их гидратации при температуре около 250°C и устойчива вплоть до 420°C (Силантьев и др., 2009).

Как следует из данных, приведенных в табл. 6 и рис. 14, характерной особенностью состава карбонатов в карбонатизированных серпентинитах из изученной коллекции являются значительные вариации содержания стронция, наблюдаемые часто в одном и том же образце. Например, в обр. 4820 содержание SrO варьирует от 0.03 до 1.80 мас. %, в обр. FR04-08 от 0.62 до 1.39 мас. %, в обр. FR05-14 от 0.46 до 2.15 мас. % и в обр. FR06-02 от 0.57 до 2.44 мас. %. Указанные вариации содержания стронция в карбонате свидетельствуют о том, что в изученных карбонатизированных серпентинитах карбонатная фаза представлена преимущественно арагонитом, с которым в некоторых образцах ассоциирует кальцит. Наблюдаемая в карбонатах из изученной коллекции положительная корреляция между содержаниями SiO_2 и MgO может отражать влияние состава замещающего карбонатом серпентина (рис. 15). Вместе с

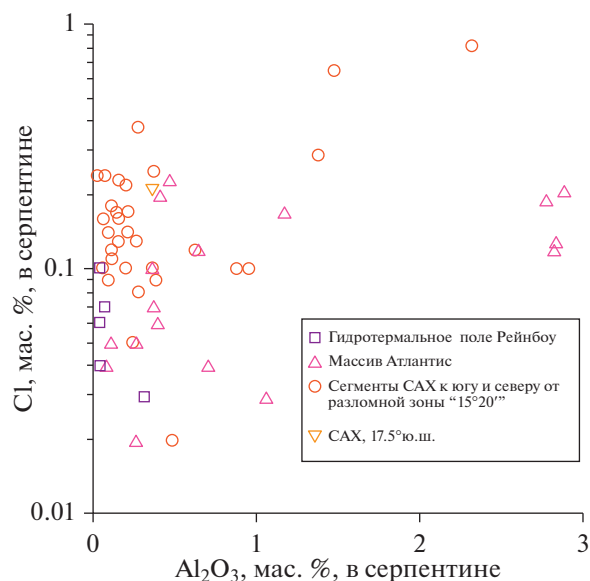


Рис. 13. Ковариации содержаний Cl и Al_2O_3 в серпентине из изученных пород.

тем следует заметить, что установленное в карбонате из обр. 4805-2 максимальное содержание MgO (5.01–5.86 мас. %), возможно, частично отражает параметры состава собственно карбонатной фазы, которая, судя по низкому содержанию SrO (0.03–0.13 мас. %), представлена кальцитом, возможно, обогащенным доломитовым миналом. Присутствие кальцита установлено также в обр. SeDR8-7-51 (табл. 6). Представленные в табл. 6 данные указывают на то, что какие-либо закономерные вариации состава карбоната в зависимости от петрографического типа выделенных выше главных групп карбонатизированных серпентинитов в изученных образцах отсутствуют.

Как было указано выше, в обр. FR05-13 установлены признаки замещения карбонатом реликтового оливина (рис. 16а), а в обр. FR05-07 – ортопироксена (рис. 16б). По рис. 17 можно судить о трендах изменения содержания магния, никеля (рис. 17а) и кремнезема (рис. 17б) в реликтовом оливине при его карбонатизации. Следует заметить, что содержание стронция в карбонатной фазе, замещающей оливин в обр. FR05-13 составляет 1.1–1.2 мас. % и, таким образом, она представлена арагонитом. На рис. 17в, 17г представлены тренды карбонатизации ортопироксена в обр. FR05-13. Карбонат и в этом случае является арагонитом с содержанием стронция 0.55–0.99 мас. %. Как следует из приведенных данных, карбонатизация ортопироксена приводит к выносу алюминия, который затем может концентрироваться во вторичных силикатных фазах.

Как уже было отмечено выше, карбонатная фаза в изученных породах представлена преимущественно арагонитом. Арагонит, являясь более

Таблица 4. Состав серпентина в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	Sr	Сумма
4820-1	43.16	0.00	0.04	2.48	0.09	35.97	0.05	0.20	0.04	0.04	0.09	82.46
4820-1	43.48	0.03	0.33	3.00	0.09	36.09	0.00	0.18	0.02	0.00	0.07	83.22
4820-2	41.08	0.00	0.13	4.98	1.26	33.22	0.09	0.49	0.02	0.12	0.03	81.43
4820-2	42.48	0.00	0.09	3.10	0.04	35.11	0.08	0.31	0.04	0.07	0.06	81.47
4805-2*	40.36	0.10	1.51	5.98	0.00	34.76	0.00	nd	0.06	0.00	0.25	83.00
4805-2*	37.94	0.00	0.80	8.73	0.14	33.08	0.04	nd	0.28	0.00	0.34	81.44
4805-2*	46.91	0.00	0.42	3.46	0.00	31.60	0.06	nd	0.11	0.00	0.00	82.54
4805-2	45.28	0.03	0.47	8.48	0.11	32.45	0.11	0.56	0.00	0.23	0.00	87.72
4805-2	43.00	0.00	0.41	7.81	0.14	28.89	0.11	0.64	0.00	0.20	0.00	81.21
4805-2	44.40	0.03	1.06	4.59	0.09	40.48	0.08	0.19	0.01	0.03	0.02	90.98
4805-9*	42.14	0.10	2.41	6.60	0.00	36.34	0.15	nd	0.83	0.00	0.00	88.57
4805-9*	42.46	0.10	2.06	6.88	0.12	34.20	0.12	nd	0.46	0.00	0.00	86.39
4805-9*	42.74	0.00	0.45	2.25	0.00	38.04	0.08	nd	0.00	0.00	0.27	83.81
4805-9	40.97	0.19	2.77	6.67	0.09	37.18	0.30	0.27	0.88	0.19	0.01	89.73
4805-9	40.75	0.11	2.83	8.02	0.13	36.10	0.13	0.25	1.05	0.13	0.08	89.58
4805-9	42.45	0.03	0.26	2.74	0.08	41.68	0.06	0.19	0.04	0.02	0.02	87.56
FR03-03*	40.43	0.00	0.43	6.31	0.07	31.97	0.15	0.30	0.00	0.00	0.61	80.27
FR03-03*	45.02	0.00	0.56	3.93	0.07	37.92	0.06	0.26	0.00	0.00	0.55	88.40
FR03-03	42.52	0.01	0.20	1.73	0.00	37.04	0.07	0.29	0.05	0.00	0.02	81.93
FR03-03	42.03	0.03	0.62	2.25	0.00	35.28	0.30	0.15	0.05	0.12	0.00	80.83
FR04-08*	38.97	0.00	0.18	4.36	0.05	35.59	0.08	0.34	0.00	0.00	0.60	80.17
FR04-08	40.57	0.00	0.21	5.16	0.03	34.36	0.08	0.24	0.01	0.17	0.04	80.85
FR04-08	38.78	0.03	1.47	4.44	0.06	33.77	0.12	0.64	0.07	0.64	0.00	80.38
FR04-08	39.71	0.00	1.37	5.72	0.08	34.44	0.12	0.57	0.10	0.29	0.00	82.67
FR05-07*	40.43	nd	0.34	7.94	0.09	38.34	0.07	0.55	0.00	0.00	0.13	87.89
FR05-07	40.30	0.06	2.31	7.13	0.08	34.96	0.11	0.40	0.68	0.81	0.03	86.89
FR05-07	43.18	0.00	0.20	4.72	0.07	39.53	0.07	0.23	0.00	0.10	0.00	88.09
FR05-12*	41.35	nd	0.21	4.60	0.08	38.78	0.33	0.42	nd	0.00	0.00	85.75
SeDR7-1-1*	40.38	nd	0.25	3.10	0.09	36.31	0.25	0.09	nd	0.00	0.00	80.46
SeDR8-7-27*	42.38	0.00	0.15	2.12	0.00	35.96	0.00	0.15	0.00	0.00	0.44	81.19
SeDR8-7-27*	43.04	0.00	0.16	1.71	0.00	34.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	80.30
SeDR8-7-51*	44.93	0.00	0.19	3.28	0.00	37.95	0.11	0.13	0.00	0.00	0.59	87.19
SeDR8-7-51*	45.71	0.00	0.17	3.50	0.00	38.45	0.11	0.17	0.00	0.00	0.70	88.81
2ABP28-1	38.68	nd	0.36	6.22		34.71	0.10	0.30	nd	0.21	nd	80.58

Примечание. nd — компонент не определялся. FeO* — все железо в виде FeO. Номера образцов, отмеченные звездочками, соответствуют данным, полученным с помощью сканирующего электронного микроскопа; для образцов, номера которых приведены без звездочек, состав серпентина определен на электронном микроанализаторе.

Таблица 5. Состав тремолита, хлорита, брусита и иддингсита в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	Sr	Сумма
4805-2*	<i>Tr</i>	59.29	0.00	0.50	2.04	0.00	24.04	13.37	0.20	nd	0.00	0.00	0.00	99.44
4805-2*	<i>Tr</i>	57.23	0.00	1.36	2.67	0.00	23.92	11.68	0.51	nd	0.43	0.00	0.41	98.20
4805-2	<i>Tr</i>	54.49	0.00	0.65	2.69	0.06	25.02	12.62	0.27	0.09	0.03	0.02	0.00	95.94
4805-2	<i>Tr</i>	57.97	0.01	0.54	2.98	0.14	24.25	12.79	0.21	0.11	0.06	0.01	0.01	99.08
4805-2	<i>Tr</i>	55.55	0.04	0.69	3.70	0.10	26.98	10.98	0.23	0.15	0.08	0.02	0.07	98.59
2ABP28-1	<i>Tr</i>	56.63	nd	1.58	2.15	nd	23.42	12.81	0.41	nd	0.37	0.04	nd	97.07
2ABP28-1	<i>Tr</i>	55.38	nd	2.73	2.14	nd	22.64	13.50	0.52	nd	0.59	0.00	nd	97.53
4805-9	<i>Chl</i>	32.50	0.00	16.27	7.95	0.33	29.33	0.15	1.05	0.17	0.01	0.06	0.11	87.93
4805-9	<i>Chl</i>	32.14	0.00	14.67	9.59	0.38	31.42	0.04	0.12	0.19	0.03	0.10	0.00	89.70
4820-1	<i>Chl</i>	33.35	0.05	7.85	3.35	0.01	30.94	0.05	0.01	0.29	0.84	0.01	0.00	76.74
4820-1	<i>Chl</i>	32.87	0.01	8.17	3.18	0.06	30.69	0.05	0.00	0.32	0.82	0.01	0.00	76.19
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	4.41	2.13	38.97	0.73	nd	nd	nd	nd	nd	46.44
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	5.21	1.58	39.69	0.08	nd	nd	nd	nd	nd	46.78
SeDR8-7-27*	<i>Br</i>	0.21	nd	nd	5.34	2.16	38.37	0.60	nd	nd	nd	nd	nd	46.68
4805-9*	<i>Id</i>	24.21	0.00	0.32	53.00	0.41	9.27	0.71	0.17	nd	0.00	0.00	0.23	88.32
4805-9*	<i>Id</i>	31.47	0.00	0.56	43.41	0.44	13.07	1.91	0.17	nd	0.08	0.00	0.00	91.11
4805-9*	<i>Id</i>	21.15	0.00	0.13	50.59	0.75	7.32	5.37	0.13	nd	0.00	0.00	0.21	85.65

Примечание. nd – компонент не определялся. FeO* – все железо в виде FeO. *Br* – брусит, *Chl* – хлорит, *Id* – иддингсит, *Tr* – тремолит. *Состав определен с помощью сканирующего электронного микроскопа. Образцы, номера которых приведены без звездочки изучались на электронном микроанализаторе.

высокотемпературной фазой, чем кальцит, согласно кинетико-термодинамическим расчетам, появляется в ультраосновных породах океанического ложа при температуре порядка 40°C и с участием флюида морского происхождения может быть устойчив вплоть до температур около 100°C (Силантьев и др., 2009). В пользу этого говорят данные о флюидных включениях в арагоните из измененных пород вулканического фундамента хребта Хуан де Фука, приведенные в работе (Yatabe et al., 2000) и свидетельствующие об образовании этой фазы при температуре около 60°C с участием водно-солевого флюида. В условиях, соответствующих поверхности океанического дна, арагонит не устойчив и при долгом экспонировании замещается кальцитом, не содержащим Sr (например, Ludwig et al., 2006; Sulpis et al., 2022). Результаты неинвазивного экспериментального изучения кристаллизации карбоната кальция с помощью энергодисперсионной рентгеновской дифракции (EDXRD) и с использованием син-

хротронного излучения, приведенные в (Kellermeier et al., 2013), позволяют предполагать, что кристаллизация того или иного полиморфа карбоната зависит от участия в системе SiO₂. Эксперименты, проведенные в отсутствие кремнезема, отражают непрерывный переход метастабильного арагонита в кальцит. При этом при температуре порядка 20°C образование кальцита ускоряется и резко замедляется при более высокой температуре. В работе (Kellermeier et al., 2013) сделан вывод, что кремнезем оказывает ингибирующее влияние на кристаллизацию кальцита, вследствие адсорбции кремнезема на поверхности арагонита. Поскольку серпентинизация абиссальных перидотитов происходит в том же диапазоне температур, что и кристаллизация арагонита, а также при подвижном поведении SiO₂ (например, Malvoisin, 2015), указанный механизм может оказывать влияние на соотношения полиморфов карбоната в карбонатизированных серпентинитах САХ. В пользу механизма инверсии карбонатных поли-

Таблица 6. Состав карбонатов в карбонатизированных серпентинитах САХ

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
4820-1	0.04	0.02	0.00	0.00	57.98	0.04	1.08	0.00	0.17	59.33
4820-1	0.02	0.03	0.00	0.03	56.99	0.04	1.01	0.00	0.23	58.35
4820-1	0.04	0.01	0.03	0.00	56.22	0.04	2.54	0.00	0.17	59.04
4820-1	0.04	0.02	0.03	0.00	54.71	0.02	2.15	0.00	0.17	57.15
4820-1	0.03	0.07	0.09	0.00	56.31	0.03	1.20	0.00	0.00	57.65
4820-1	0.07	0.00	0.02	0.00	55.28	0.00	2.31	0.00	0.46	58.14
4820-1	0.01	0.00	0.00	0.00	57.38	0.03	0.97	0.00	0.17	58.50
4820-1	0.00	0.06	0.00	0.03	53.50	0.06	1.00	0.00	0.40	55.03
4820-1	0.04	0.03	0.00	0.02	53.54	0.07	1.31	0.00	0.23	55.24
4820-1	0.12	0.94	0.10	0.08	53.04	0.04	1.99	0.00	0.00	56.30
4820-1	0.09	0.45	0.06	0.00	56.14	0.05	1.44	0.01	0.17	58.41
4820-2	0.76	0.10	0.00	0.28	53.12	0.01	1.80	0.01	0.12	56.20
4820-2	0.26	0.09	0.06	0.27	54.24	0.01	1.60	0.00	0.00	56.54
4820-2	0.61	0.09	0.00	0.44	53.81	0.01	1.51	0.02	0.00	56.49
4820-2	0.55	0.09	0.00	0.47	55.45	0.01	1.15	0.00	0.00	57.73
4820-2	0.05	0.08	0.07	0.00	54.98	0.02	1.75	0.00	0.23	57.20
4805-2	0.21	0.30	0.00	5.01	57.22	0.09	0.13	0.00	nd	62.98
4805-2	1.26	0.50	0.07	5.86	54.88	0.13	0.03	0.00	nd	62.75
FR03-03	0.01	0.03	0.05	0.00	54.79	0.32	1.58	0.02	0.08	56.86
FR03-03	1.55	0.37	0.12	1.43	52.74	0.14	0.92	0.01	0.00	57.27
FR03-03	0.05	0.03	0.01	0.00	55.01	0.15	1.34	0.00	0.24	56.83
FR03-03	0.01	0.03	0.00	0.00	54.99	0.08	1.34	0.00	0.32	56.78
FR03-03	0.03	0.00	0.00	0.00	53.80	0.18	1.19	0.01	0.00	55.21
FR03-03	0.05	0.00	0.04	0.02	54.67	0.30	1.62	0.00	0.48	57.18
FR03-03	0.01	0.00	0.00	0.00	54.89	0.34	1.13	0.00	0.00	56.38
FR03-03	0.76	0.40	0.00	0.95	53.42	0.11	1.02	0.01	0.00	56.65
FR03-03	0.75	0.07	0.00	0.69	54.69	0.26	1.31	0.02	0.00	57.79
FR03-03*	0.68	0.28	0.00	0.51	51.23	0.08	1.21	0.00	0.00	54.01
FR03-03*	0.70	0.26	0.00	0.38	53.25	0.09	0.91	0.00	0.00	55.59
FR03-03*	1.68	0.37	0.00	1.33	50.40	0.17	1.15	0.00	0.00	55.10
FR03-03*	0.08	0.00	0.00	0.06	49.53	0.09	1.35	0.00	0.00	51.20
FR04-08	0.17	0.29	0.02	0.10	60.97	0.00	1.75	0.00	0.13	63.42
FR04-08	0.19	0.27	0.05	0.13	54.77	0.25	1.49	0.00	0.40	57.56
FR04-08	0.70	0.32	0.00	0.58	56.31	0.15	1.38	0.01	0.13	59.70
FR04-08	0.21	0.27	0.00	0.21	55.49	0.19	1.54	0.01	0.57	58.63
FR04-08	1.49	3.39	0.04	1.57	48.96	0.27	1.15	0.05	0.00	57.09
FR04-08*	0.36	0.08	0.00	0.34	54.23	0.10	1.02	0.00	0.00	56.23
FR04-08*	0.08	0.12	0.00	0.08	53.38	0.07	0.79	0.00	0.00	54.52
FR04-08*	0.13	0.13	0.00	0.12	51.01	0.06	1.39	0.00	0.00	52.84
FR04-08*	0.07	0.06	0.00	0.03	53.38	0.07	0.62	0.00	0.00	54.23
FR05-07**	0.39	0.22	0.00	0.35	49.42	0.20	0.99	0.00	0.05	51.60
FR05-07**	0.41	0.36	0.12	0.49	48.94	0.29	1.08	0.00	0.07	51.76
FR05-07**	0.74	0.50	0.04	0.67	48.29	0.18	1.38	0.00	0.04	51.88
FR05-07*	0.16	0.09	0.00	0.16	53.85	0.13	0.86	0.00	0.00	55.37

Таблица 6. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
FR05-07*	0.10	0.06	0.00	0.14	52.04	0.12	0.83	0.00	0.04	53.51
FR05-07*	0.11	0.04	0.00	0.15	54.48	0.19	1.03	0.00	0.05	56.25
FR05-12*	0.09	0.00	0.00	0.14	53.08	0.16	0.95	0.00	0.00	54.52
FR05-12*	0.20	0.99	0.00	0.15	53.78	0.20	1.15	0.00	0.00	56.67
FR05-12*	3.00	0.49	0.00	2.59	53.68	0.07	1.53	0.00	0.00	61.37
FR05-12*	0.48	0.25	0.00	0.30	56.94	0.00	1.90	0.00	0.00	59.87
FR05-12*	0.65	1.90	0.00	0.33	48.43	0.10	0.74	0.00	0.00	52.14
FR05-13*	0.32	3.00	0.00	1.08	48.44	0.21	1.03	0.00	0.00	54.09
FR05-13*	0.10	0.40	0.05	0.10	50.37	0.07	0.88	0.00	0.00	51.97
FR05-13*	0.25	2.44	0.00	0.38	45.95	0.04	0.73	0.00	0.00	49.77
FR05-13*	0.23	0.88	0.00	0.24	50.08	0.19	1.20	0.00	0.00	52.82
FR05-13***	0.16	1.31	0.00	0.69	48.04	0.12	1.17	0.00	0.00	51.56
FR05-13***	1.22	9.88	0.13	0.76	41.61	0.33	1.22	0.00	0.00	55.16
FR05-13***	0.11	0.64	0.00	0.39	49.25	0.15	1.10	0.00	0.00	51.65
FR05-14*	3.21	0.44	0.00	1.44	45.36	0.03	0.59	0.00	0.07	51.15
FR05-14*	3.37	0.64	0.00	1.13	43.84	0.00	0.46	0.00	0.07	49.51
FR05-14*	0.06	0.07	0.07	0.06	48.99	0.09	2.02	0.00	0.00	51.36
FR05-14*	0.07	0.00	0.05	0.09	54.02	0.13	2.15	0.00	0.10	56.60
FR05-14*	0.00	0.00	0.00	0.06	56.09	0.10	1.30	0.00	0.00	57.55
FR05-14*	3.93	0.27	0.00	3.26	49.18	0.04	1.43	0.00	0.00	58.16
FR06-02	1.82	0.14	0.02	0.07	52.91	0.11	1.82	0.01	nd	55.13
FR06-02	2.44	0.07	0.07	0.03	49.78	0.14	2.44	0.01	nd	52.58
FR06-02	1.34	0.08	0.07	0.05	53.87	0.30	1.34	0.03	nd	55.79
FR06-02	0.57	0.12	0.00	0.00	52.19	0.09	0.57	0.00	nd	53.00
FR06-02	1.32	0.04	0.00	0.01	52.95	0.19	1.32	0.03	nd	54.55
FR06-02	1.18	0.04	0.08	0.04	51.79	0.33	1.18	0.02	nd	53.49
FR06-02	1.92	0.07	0.07	0.02	50.45	0.21	1.92	0.02	nd	52.78
FR06-11*	1.61	3.49	0.00	0.89	49.31	0.06	0.92	0.00	0.00	56.29
FR06-11*	3.73	7.15	0.00	1.89	43.59	0.11	0.83	0.00	0.00	57.38
FR06-11*	0.08	0.00	0.00	0.04	54.01	0.08	1.55	0.00	0.00	55.75
FR06-11*	0.06	0.00	0.00	0.07	55.97	0.07	2.09	0.00	0.00	58.27
FR07-13*	0.08	0.00	0.00	0.05	50.41	0.14	1.08	0.00	0.00	51.77
FR07-13*	0.11	0.00	0.00	0.09	50.72	0.14	1.28	0.00	0.00	52.35
FR07-13*	0.10	0.06	0.00	0.07	51.14	0.16	0.88	0.00	0.00	52.43
FR07-13*	0.17	0.07	0.00	0.08	48.57	0.11	0.77	0.00	0.00	49.78
FR07-13*	0.08	0.00	0.00	0.07	48.06	0.17	1.71	0.00	0.00	50.08
SeDR7-1-1*	0.15	0.04	0.00	0.10	48.37	0.05	1.54	0.00	nd	50.26
SeDR7-1-1*	0.05	0.00	0.00	0.04	47.33	0.07	0.76	0.00	nd	48.25
SeDR7-1-1*	0.15	0.00	0.08	0.00	54.24	0.13	2.55	0.00	nd	57.16
SeDR7-1-1*	0.06	0.00	0.00	0.09	51.94	0.05	2.23	0.00	nd	54.36
SeDR8-7-26*	0.13	0.00	0.00	0.13	49.77	0.26	0.88	0.00	0.00	51.17
SeDR8-7-26*	0.11	0.00	0.00	0.13	49.88	0.19	1.80	0.00	0.00	52.20
SeDR8-7-26*	0.13	0.00	0.00	0.11	49.35	0.24	0.77	0.00	0.00	50.60
SeDR8-7-51*	0.10	0.67	0.60	0.34	49.58	0.06	0.07	0.00	0.00	51.44

Таблица 6. Окончание

Номер образца	SiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SrO	Cl	BaO	Сумма
SeDR8-7-51*	0.13	1.09	0.54	0.65	47.61	0.00	0.00	0.00	0.00	50.01
SeDR8-7-51*	0.13	1.06	0.46	0.81	44.14	0.00	0.05	0.00	0.00	46.66
2ABP28-1	nd	0.15	nd	0.01	52.75	nd	1.08	nd	nd	53.99
2ABP28-1	nd	0.09	nd	0.04	52.60	nd	1.02	nd	nd	53.76
2ABP28-1	nd	0.12	nd	0.14	50.79	nd	0.94	nd	nd	52.00
2ABP28-2	1.00	3.97	nd	0.72	47.51	nd	1.12	nd	nd	55.31
2ABP28-2	2.37	0.84	nd	1.07	50.52	nd	0.90	nd	nd	55.70
2ABP28-2	nd	0.03	nd	0.12	50.85	0.28	1.29	nd	nd	52.57
2ABP28-2	nd	2.78	nd	0.16	48.23	0.41	0.79	nd	nd	52.38
2ABP28-2	nd	2.94	nd	0.26	48.46	0.38	0.65	nd	nd	52.68

Примечание. nd — компонент не определялся. FeO* — все железо в виде FeO.

* Состав определен с помощью сканирующего электронного микроскопа.

** Карбонат из каймы вокруг реликтового ортопироксена, *** карбонат из каймы вокруг реликтового оливина. Образцы, номера которых приведены без звездочки изучались на электронном микроанализаторе.

морфов, предложенного в (Kellermeier et al., 2013), свидетельствует повышенное содержание SiO₂ в арагоните из изученных образцов (табл. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленные тренды изменения состава абиссальных перидотитов при карбонатизации тесно связаны с изменением их минерального состава и позволяют реконструировать основные этапы внутрикоровой истории этих пород по мере транспорта к поверхности океанического дна. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что карбонатизация абиссальных перидотитов, характеризуется геохимическими трендами, близкими к наблюдаемым при серпентинизации и приводящими к накоплению в породах хлора, серы, урана и стронция. При этом наиболее четко эти эффекты проявлены в породах, испытавших массивную карбонатизацию и брекчирование. Судя по характеру цериевой аномалии, именно эти породы были образованы в окислительной обстановке, господствующей на поверхности океанического дна, в то время как в серпентинитах, лишенных признаков карбонатизации или с ее редкими следами, установлены признаки восстановительных условий, соответствующих внутренним частям разреза океанической коры.

Полученные данные о вариациях состава породообразующих минералов и их характерных ассоциациях позволяют прийти к заключению, что начальные этапы карбонатизации абиссальных перидотитов, по-видимому, происходят во внутрикоровых условиях одновременно с серпентинизацией этих пород. На этом уровне глубинности океанической коры в восстановительных условиях образуется ассоциация антигорит + брусит + магнетит и редкий

арагонит. Устойчивость арагонита на этом этапе карбонатизации обеспечивается не только температурными условиями, но и подвижным поведением SiO₂, сопутствующим серпентинизации. Источником кальция при карбонатизации серпентинитов служит или реликтовый клинопироксен, или жильные тела габброидов и трондьемитов в ультраосновном субстрате (например, Jöns et al., 2010). Эффективная серпентинизация, происходящая на глубине корового разреза порядка 3.4–4.5 км, приводит к нарушению изостатического равновесия и подъему серпентинитов к поверхности океанического дна (Силантьев и др., 2009). На пути серпентинитов к поверхности ложа океана карбонатизация этих пород продолжается, а антигорит в них замещается лизардитом и хризотилом. Можно предполагать, что именно на этом этапе внутрикоровой эволюции абиссальных перидотитов образуются продукты жильной карбонатизации, в которых карбонатные прожилки часто расположены субпараллельно жилкам, выполненным хризотилом. Замещение оливина и ортопироксена арагонитом, признаки которого установлены в обр. FR05-13 и обр. FR05-07, очевидно, имело место на этом этапе внутрикоровой эволюции ультраосновного субстрата. Карбонатизация при эксгумации серпентинитов к поверхности приводит к замещению серпентина карбонатом, которое становится наиболее заметным при температуре ниже 50°C (Picazo et al., 2020). Финальным этапом коровой эволюции абиссальных перидотитов является их экспонирование на поверхности океанического дна, к которой они транспортируются вдоль полого падающих разломов срыва (detachment fault). В этой “точке прибытия” абиссальные перидотиты в тесной ассоциации с габброидами образуют внут-

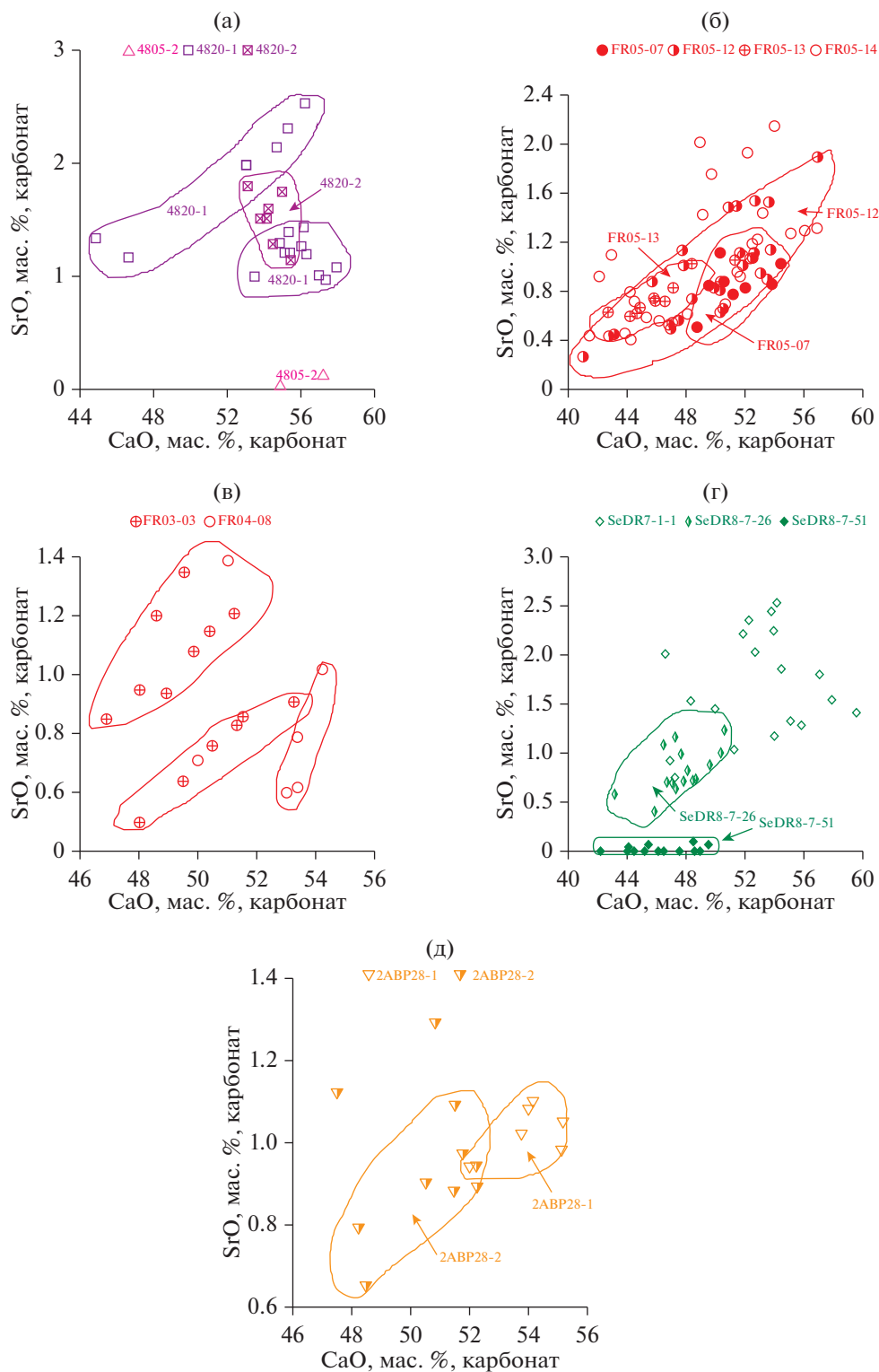


Рис. 14. Вариации содержаний CaO и SrO в карбонатах из карбонатизированных серпентинитов, отобранных в различных районах САХ.

(а) — гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4820-1, 4820-2) и массив Атлантик (обр. 4805-2); (б) — район пересечения САХ с разломной зоной "15°20'", ст. FR05; (в) — район пересечения САХ с разломной зоной "15°20'", обр. FR03-03 и FR04-08; (г) — гидротермальное поле Логачев, обр. SeDR7-1-1, SeDR8-7-26 и SeDR8-7-51; (д) — САХ, 17.53° ю.ш., обр. 2ABP28-1 и 2ABP28-2.

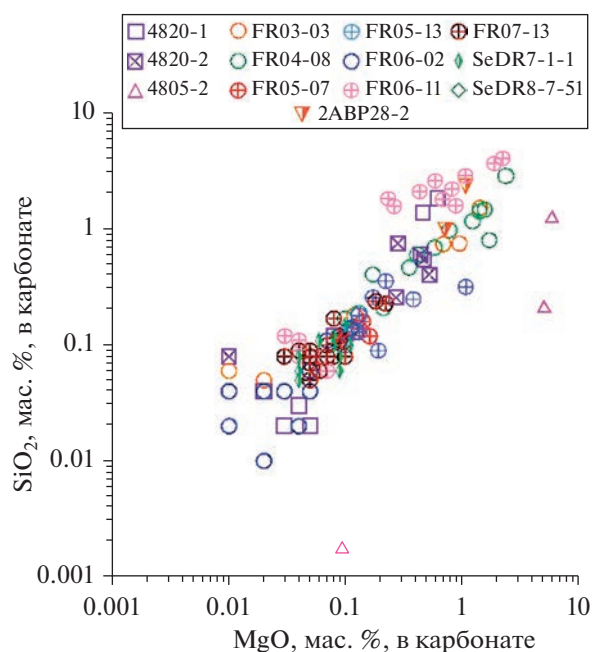


Рис. 15. Вариации содержаний MgO и SiO_2 в карбонатах из карбонатизированных серпентинитов, отобранных в различных районах САХ. Круги с крестами внутри и закрашенный наполовину ромб – составы, полученные на сканирующем микроскопе. Все остальные символы соответствуют составам, определенным на электронном микроанализаторе.

ренние океанические комплексы, а степень их карбонатизации резко возрастает по мере продолжительности времени их экспонирования на

поверхности океанического дна в окислительной обстановке (например, (Delacour et al., 2008; Силантьев и др., 2012)). Поскольку осевая зона САХ в районах, расположенных на пересечении рифтовой долины с трансформными разломами, характеризуется высокой тектонической активностью, карбонатизированные абиссальные перидоты, подвергаясь хрупким деформациям, превращаются в брекчированные породы, цемент которых представлен карбонатным материалом. Содержание карбоната в них может достигать 70% и более процентов объема породы.

Представленные выше данные позволяют на качественном уровне реконструировать последовательность событий, определивших минералогические и геохимические особенности карбонатизированных абиссальных перидотитов САХ (рис. 18). В ряду изученных образцов брусит был обнаружен только в образце аподунитового серпентинита SeDR8-7-27, в котором признаки карбонатизации отсутствуют. Учитывая быстрое растворение брусита на поверхности океанического дна в процессе подводного выветривания, можно прийти к заключению, что породы, представленные обр. SeDR8-7-27, были экспонированы на поверхности дна недавно относительно образцов из изученной коллекции, в которых брусит отсутствует. Как уже было отмечено выше, карбонатная фаза во всех изученных породах представлена преимущественно арагонитом, с которым в лишь в некоторых образцах ассоциирует кальцит. Так как в условиях поверхности океанического дна арагонит не устойчив и при долгом экспонировании

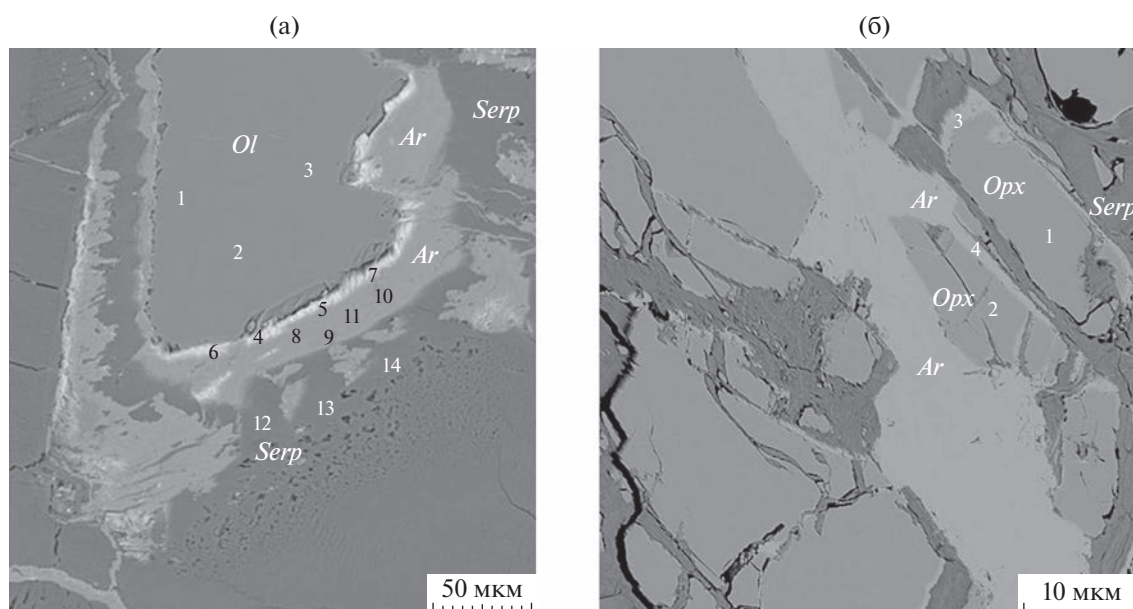


Рис. 16. Карбонатизация реликтовых оливина в обр. FR05-13 (а) и ортопироксена в обр. FR05-07 (б). Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Состав фаз определен в отмеченных на рисунках точках. *Ar* – арагонит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Serp* – серпентин.

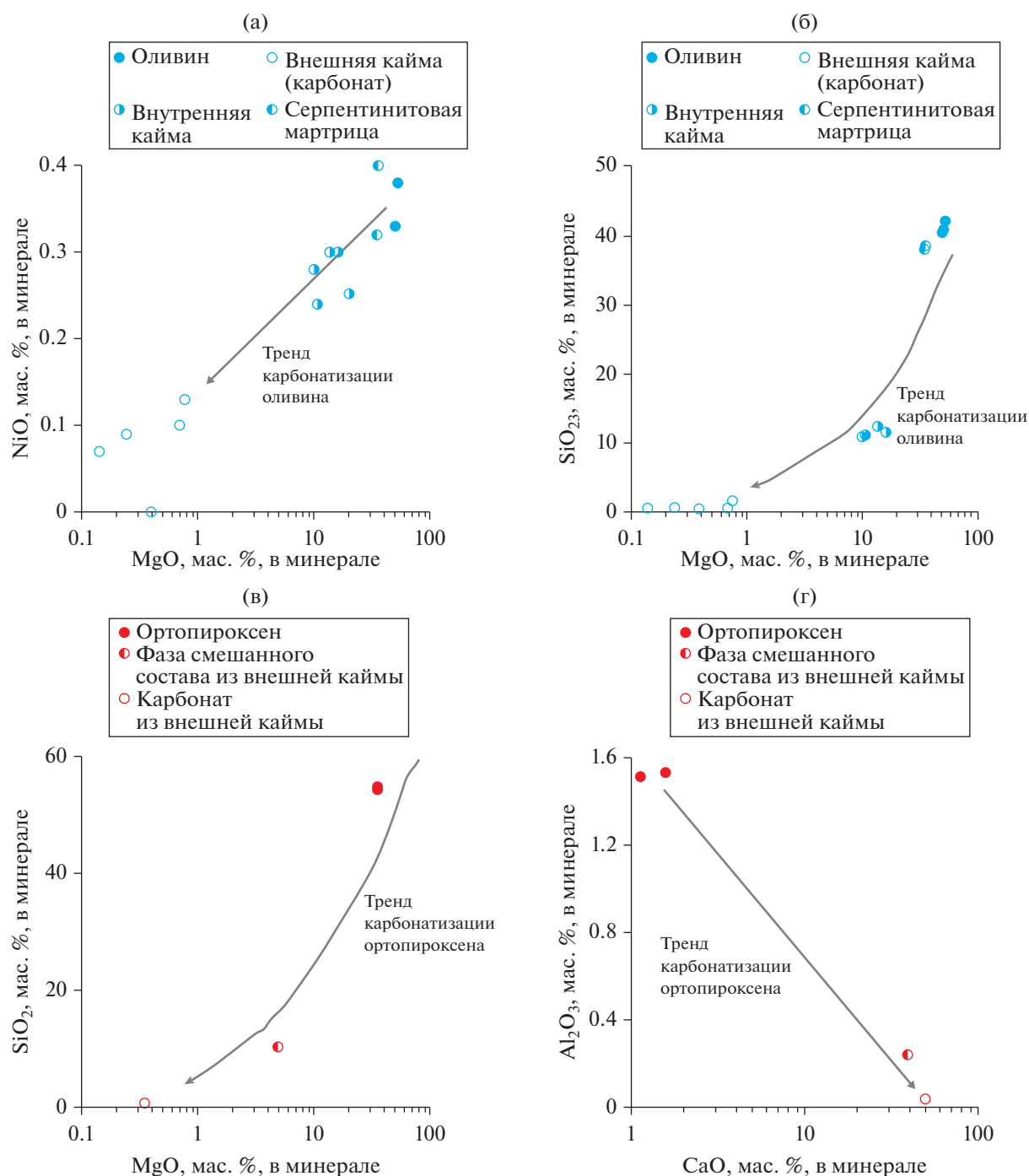


Рис. 17. Тренды изменения состава реликтового оливина (а, б) и ортопироксена (в, г) в абиссальных перидотитах при их карбонатизации. Состав оливина на (а, б) соответствует на рис. 16а точкам 1–3, состав внутренней (светлой) каймы вокруг оливина – точкам 4–7, состав внешней (серой) каймы вокруг оливина – точкам 8–11, состав серпентина из матрицы – точкам 12–14. Состав ортопироксена на (в, г) соответствуют на рис. 16б точкам 1 и 2, состав фазы смешанного состава – точке 3, состав карбоната из каймы вокруг ортопироксена – точке 4.

нии замещается кальцитом, редкое присутствие кальцита в образцах карбонатизированных абиссальных перидотитов, в свою очередь, может указывать на относительно недолгое нахождение этих пород на дне океана. Нельзя исключить так-

же образование арагонита в некоторых из изученных образцов при взаимодействии серпентинитов с низкотемпературным гидротермальным флюидом, так как это установлено для карбонатных построек гидротермального поля Лост Сити, со-

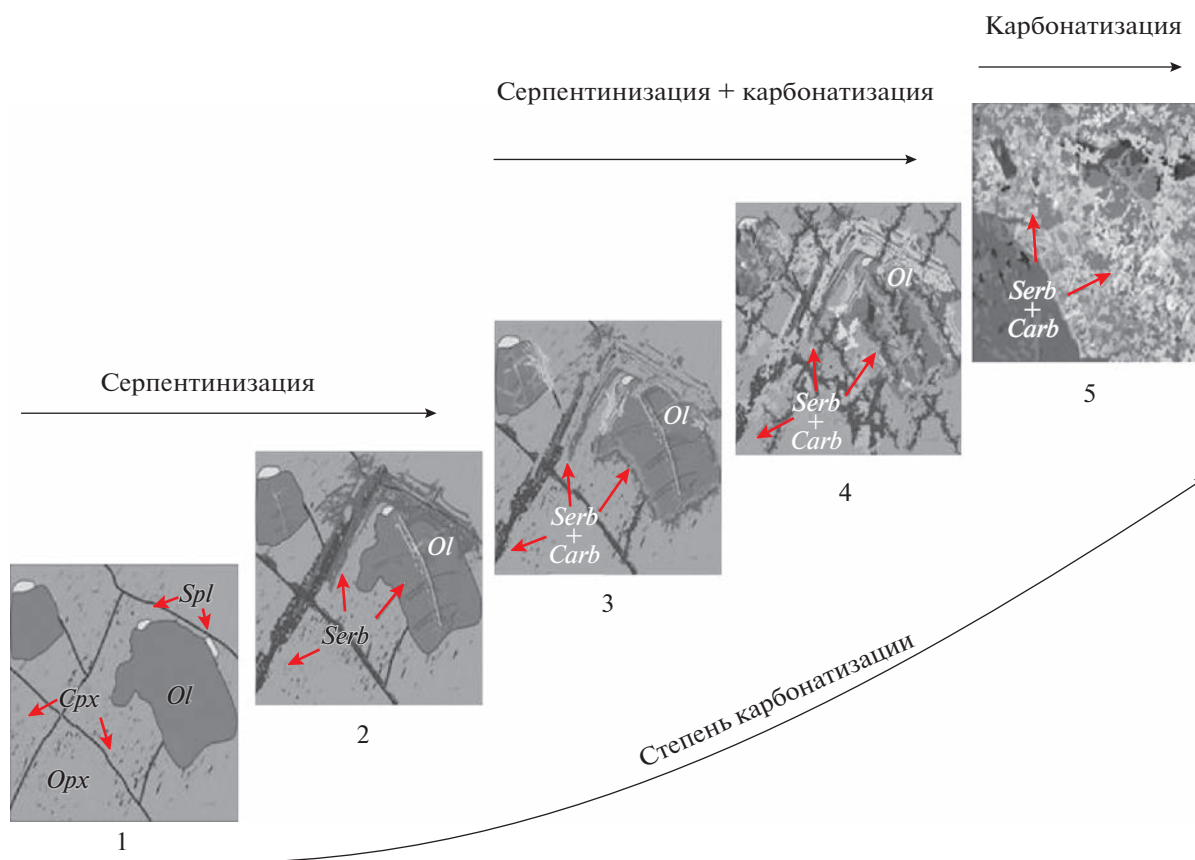


Рис. 18. Блок-схема, иллюстрирующая последовательную карбонатизацию абиссальных перидотитов САХ по мере их транспорта к поверхности океанического дна.

На уровне блоков 2 и 3 реализуется прожилковая карбонатизация, блок 4 отвечает проникающей карбонатизации, блок 5 — массивной карбонатизации. *Ol* — оливин, *Opx* — ортопироксен, *Cpx* — клинопироксен, *Spl* — шпинель, *Serp* — серпентин, *Carb* — карбонат.

стоящих из арагонита, кальцита и брусита и образованных за счет смешения низкотемпературного сильно восстановленного гидротермального флюида с морской водой (Ludwig et al., 2006). Возможно, сохранность арагонита в породах, экспонированных на поверхности океанического дна, связана также с тем, что высокая активность SiO_2 в гидротермальных растворах, обеспечивающих серпентинизацию абиссальных перидотитов, оказывает ингибирующее влияние на кристаллизацию кальцита при его замещении арагонитом (Kellermeier et al., 2013).

Часть образцов абиссальных перидотитов из изученной коллекции, как следует из табл. 1, была отобрана в районах осевой зоны САХ, включающих крупные гидротермальные поля, расположенные в серпентинитах: обр. 4820-1, 4820-2 — гидротермальное поле Рейнбоу; обр. 4805-2, 4805-9 — гидротермальное поле Лост Сити; обр. SeDR8-7-26, SeDR8-7-27, SeDR8-7-51 — гидротермальное поле Логачев. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что близость к активным гидротермальным полям районов отбора изученных образцов не

оказывает существенного влияния на геохимические и минералогические особенности представленных ими пород. Можно лишь заметить, что породы, отобранные вблизи низкотемпературного и безрудного гидротермального поля Лост Сити, характеризуются более низким содержанием хлора (1200–1800 г/т) по сравнению с породами из районов высокотемпературных гидротермальных полей, курильщики которых сложены полиметаллическими сульфидами: 2400–2700 г/т — поле Рейнбоу; 4300 г/т — поле Логачев. Возможно, эта геохимическая специфика изученных пород определяется различиями в физико-химических параметрах гидротермальных флюидов, ответственных за гидротермальную активность в районах этих гидротермальных полей.

Резюмируя результаты проведенного исследования, можно прийти к заключению, что в геохимических и минералогических особенностях карбонизированных абиссальных перидотитов содержится важная информация о заключительных этапах аккреции океанической коры в низкоскоростных центрах спрединга. Есть основания считать, что

ультраосновной субстрат океанической коры начинает подвергаться карбонатизации уже на уровне глубинности корового разреза порядка 3.4–4.5 км. В минеральных ассоциациях, характерных для карбонатизированных абиссальных перидотитов записана ценная информация о последовательности событий, приводящих к образованию внутренних океанических комплексов медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Дальнейшее изучение карбонатизированных абиссальных перидотитов с привлечением методов изотопной геохимии и кинетико-термодинамического моделирования будет способствовать значительному развитию существующих представлений о главных факторах, определяющих современный облик разреза океанической коры, в строении которой преобладают абиссальные перидотиты.

Источники финансирования. Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 “Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Силантьев С.А. Отношение флюид/порода в процессах серпентинизации океанических ультраосновных пород, вмещающих гидротермальное поле Лост Сити, 30° с.ш., САХ // *Петрология*. 2015. Т. 23. № 6. С. 589–606.
- Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{88}\text{Sr}$) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.) // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 4. С. 413–430.
- Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.
- Силантьев С.А., МIRONENKO М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: Нисходящая ветвь // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 2. С. 154–174.
- Силантьев С.А., Новоселов А.А., Краснова Е.А. и др. Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 1. С. 1–20.
- Силантьев С.А., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. Характер распределения сидерофильных и халькофильных элементов в серпентинитах океанической литосферы как отражение магматической и внутрикоровой эволюции мантийного субстрата // *Геохимия*. 2016. № 12. С. 1059–1075.
- Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В. и др. Ультрамафит-мафитовая ассоциация плутонических пород и роговообманковые сланцы хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (Северо-Западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 5. С. 511–534.
- Andreani M., Mevel C., Boullier A.-M. et al. Dynamic control on serpentine crystallization in veins: constraints on hydration processes in oceanic peridotites // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2007. V. 8. № 2. Q02012. <https://doi.org/10.1029/2006GC001373>
- Bach W., Rosner M., Jöns N. et al. Carbonate veins trace seawater circulation during exhumation and uplift of mantle rock: results from ODP Leg 209 // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 311. № 3–4. P. 242–252.
- Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // *Tectonophysics*. 1997. V. 279. P. 193–213.
- Da Costa I.R., Barriga F.J.A.S., Taylor R.N. Late seafloor carbonate precipitation in serpentinites from the Rainbow and Saldanha sites (Mid-Atlantic Ridge) // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 173–181.
- Delacour A., Fruh-Green G.I., Bernasconi S.M. et al. Carbon geochemistry of serpentinites in the Lost City Hydrothermal System (30° N, MAR) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 3681–3702.
- Frisby C.P. Behavior of Rare Earth Elements and High-Field Strength Elements during Peridotite – Seawater Interaction: Ph. D. Thes. University of South Carolina, 2016. <https://scholarcommons.sc.edu/etd/3530>
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3553–3558.
- Jöns N., Bach W., Klein F. Magmatic influence on reaction paths and element transport during serpentinization // *Chemical Geol.* 2010. V. 274. P. 196–211.
- Jöns N., Kahl W.A., Bach W. Reaction-induced porosity and onset of low-temperature carbonation in abyssal peridotites: insights from 3D high-resolution microtomography // *Lithos*. 2017. V. 268–271. P. 274–284.
- Kelemen P.B., Matter J. In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage // *PNAS*. 2008. V. 105. № 45. P. 17295–17300.
- Kellermeier M., Glaab F., Klein R. et al. The effect of silica on polymorphic precipitation of calcium carbonate: an on-line energy-dispersive X-ray diffraction (EDXRD) study // *Nanoscale*. 2013. V. 5. P. 7054–7065.
- Klein F., Humphris S.E., Bach W. Brucite formation and dissolution in oceanic serpentinite // *Geochem. Perspectives Lett.* 2020. V. 16. P. 1–5. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2035>
- Klein F., McCollom T.M. From serpentinization to carbonation: new insights from a CO₂ injection experiment // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 379. P. 137–145.
- Kodolanyi J., Pettke T., Spandler C. et al. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 2. P. 235–270.
- Kuebler K.E. A comparison of the iddingsite alteration products in two terrestrial basalts and the Allan Hills 77005 martian meteorite using Raman spectroscopy and electron microprobe analyses // *J. Geophys. Res. Planets*. 2013. V. 118. P. 803–830.

- Lacinska A.M., Styles M.T., Bateman K. et al.* An Experimental study of the carbonation of serpentinite and partially serpentinitised peridotites // *Front. Earth Sci.* 2017. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00037>
- Ludwig K.A., Kelley D.S., Butterfield D.A. et al.* Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 3625–3645.
- Malvoisin B.* Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinitization is not isochemical // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 430. P. 75–85.
- Milliken K.L., Morgan J.K.* Chemical evidence for near seafloor precipitation of calcite in serpentinites (Site 897) and serpentinite breccias (Site 899), Iberia Abyssal Plane // Eds. R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus, D.G. Masson. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1996. V. 149. P. 553–558.
- Paulick H., Bach W., Godard M. et al.* Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments // *Chemical Geol.* 2006. V. 234. P. 179–210.
- Picazo S., Malvoisin B., Baumgartner L., Bouvier A.-S.* Low temperature serpentinite replacement by carbonates during seawater influx in the Newfoundland Margin // *Minerals.* 2020. V. 10. Iss. 2. <https://doi.org/10.3390/min10020184>
- Salter V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochim. Geophys. Geosystems.* 2004. V. 5. № 5. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Sharp Z.D., Barnes J.D.* Water soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226. P. 243–254.
- Styles M.T., Sanna A., Lacinska A.M. et al.* The variation in composition of ultramafic rocks and the effect on their suitability for carbon dioxide sequestration by mineralization following acid leaching // *Greenhouse Gases: Science and Technology.* 2014. V. 4. P. 440–451.
- Sulpis O., Agrawal P., Wolthers M. et al.* Aragonite dissolution protects calcite at the seafloor // *Nature Communications.* 2022. V. 13. P. 1104. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28711-z>
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tostevin R., Shields G.A., Tarbuck G.M. et al.* Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings // *Chemical Geol.* 2016. V. 438. P. 146–162.
- Ulrich M., Munoz M., Guillot S. et al.* Dissolution–precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. P. 952. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0952-8>
- Yatabe A., Vanko D.A., Ghazi M.* Petrography and chemical compositions of secondary calcite and aragonite in Juan de Fuca Ridge basalts altered at low temperature // Eds. A. Fisher, E.E. Davis, and C. Escutia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci. Res.* 2000. V. 168. P. 137–148.

Carbonatization of Serpentinites of the Mid-Atlantic Ridge:

1. Geochemical Trends and Mineral Assemblages

S. A. Silantyev¹, E. A. Krasnova^{1, 2}, D. D. Badyukov¹, A. V. Zhilkina¹,
T. G. Kuzmina¹, A. S. Gryaznova¹, and V. D. Sherbakov²

¹ *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

² *Moscow Lomonosov State University, Geosciences Department, Moscow, Russia*

Abyssal peridotite outcrops compose vast areas of the ocean floor in the Atlantic, Indian, and Arctic Oceans, where they are an indispensable part of the structure of the oceanic crust section formed in low-velocity oceanic spreading centers. The final stage in the evolution of abyssal peridotites in the oceanic crust is their carbonatization, which they undergo on the surface of the ocean floor or near it. The main goal of this study was reconstruction of the geochemical trends accompanying the carbonatization of abyssal peridotites using the example of MAR ultramafic rocks and to identify the main factors that determine their geochemical and mineralogical differences. It is shown that variations in the composition of rock-forming minerals and their characteristic assemblages indicate that the initial stages of carbonatization of abyssal peridotites occur in intra-crustal conditions simultaneously with the serpentinitization of these rocks. The final stage in the crustal evolution of abyssal peridotites is their exposure to the surface of the ocean floor, to which they are transported along the detachment faults. Here, abyssal peridotites in close association with gabbro form oceanic core complexes, and the degree of their carbonatization sharply increases with the duration of their exposure on the surface of the ocean floor. The presented data made it possible to qualitatively reconstruct the sequence of events that determined the mineralogical and geochemical features of carbonatized abyssal peridotites of the MAR.

Keywords: mid-ocean ridges, abyssal peridotites, serpentinites, carbonation, oceanic lithosphere