



CRUSTAL CARBONATITES: DEFINITION, GEOLOGY, MINERALOGY, AND GEOCHEMISTRY

E.V. Sklyarov ¹✉, A.V. Lavrenchuk ^{2,3}

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

³ Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. This is a synopsis of the available data on crustal carbonatites, including their temporal and spatial distribution, mineralogy, geochemistry, and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) patterns. Crustal carbonatites are intrusive rocks containing >50 vol. % carbonate minerals and ≤ 20 wt. % SiO_2 , which crystallize from partial melts of primary sedimentary carbonate rocks in the lower crust. They commonly occur as dykes in high-grade metamorphic complexes, bear silicate minerals typical of metasomatic environments, show isotopic and geochemical signatures of carbonate sediments or transitional varieties to mantle-derived carbonatites, and are emplaced during tectonic activity in strike-slip, rifting, or postcollisional extension settings. Partial melting of carbonate material in the crust and intrusion of melt batches to shallower crust levels is possible provided that primary carbonate sediments are present in the lower crust while the melting region is heated up by underplated mantle mafic magma and is fluxed sufficiently with H_2O -rich fluids.

KEYWORDS: crustal carbonatite; dyke; mineralogy; geochemistry; Olkhon terrane; West Baikal area

FUNDING: The work was carried out as part of government assignments to the Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, and to the Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk (Project 122041400044-2).



EDN: ZDTBEN

REVIEW

Correspondence: Eugene V. Sklyarov, skl@crust.irk.ru

Received: December 17, 2024

Revised: January 9, 2025

Accepted: January 13, 2025

FOR CITATION: Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., 2025. Crustal Carbonatites: Definition, Geology, Mineralogy, and Geochemistry. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (1), 0805. doi:10.5800/GT-2025-16-1-0805

English version: see article page online

КОРОВЫЕ КАРБОНАТИТЫ: ДЕФИНИЦИИ, ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ

Е.В. Скляр¹, А.В. Лавренчук^{2,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье обобщены имеющиеся материалы по особенностям проявления коровых карбонатов, а также их минерального, химического и изотопного состава. Коровые карбонаты – интрузивные породы, содержание карбонатов в которых превышает 50 об. %, а количество SiO₂ не превышает 20 мас. %, являющиеся продуктами кристаллизации расплава, образовавшегося в результате плавления первично-осадочных карбонатных пород в нижних частях земной коры. Для них характерно проявление в виде дайковых тел, присутствие только в метаморфических комплексах с высокой степенью метаморфизма, присутствие силикатных минералов, типичных для метасоматических образований, изотопно-геохимические параметры, либо соответствующие осадочным карбонатам, либо являющиеся промежуточными между осадочными карбонатами и мантийными карбонатитами, и внедрение при процессах активного тектогенеза. Необходимыми условиями для коровых карбонатных выплавов являются присутствие первично-осадочных карбонатных пород в нижних частях земной коры; поступление значительных количеств водного флюида в зону магмогенерации; внедрение в нижние части коры мантийных базитовых расплавов (андерплейтинг), обеспечивающих достаточный для плавления карбонатов прогрев; активная тектоническая обстановка (сдвиговый тектоногенез, рифтогенез, постколлизийное растяжение) для поступления порций карбонатитового расплава в верхние части коры.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: коровые карбонатиты; дайки; минералогия; геохимия; Ольхонский террейн; Западное Прибайкалье

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены в рамках государственных заданий ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

1. ВВЕДЕНИЕ

Карбонатиты – интрузивные или эффузивные породы, содержание магматических карбонатов в которых превышает 50 %, а количество SiO₂ не превышает 20 мас. % [Le Maitre, 2002]. Они характеризуются специфическими геохимическими и минералогическими свойствами и уже давно привлекают повышенное внимание исследователей, главным образом потому, что с ними нередко связан широкий круг важных полезных ископаемых, таких как редкие металлы, железо, фосфор и др. Для них обоснован мантийный генезис и высокие температуры выплавления карбонатных расплавов [Bell, Tilton, 2002; Wyllie, Tuttle, 1960].

Ключевыми в использовании для пород термина «карбонатиты» являются: 1) кристаллизация из расплава, 2) мантийный генезис и 3) обусловленные этим специфическая геохимия и минералогия. Вместе с тем с начала 2000-х годов появляется все больше публикаций о карбонатных породах, обнаруживающих явные признаки интрузивного внедрения, но резко отличающихся от настоящих карбонатитов по своим минералогическим и изотопно-геохимическим характеристикам, что свидетельствует о коровом генезисе [Lentz, 1999; Liu et al., 2006; Roberts, Zwaan, 2007; Wan et al., 2008; Sklyarov et al., 2009, 2013, 2022; Dolenc et al., 2015; Wu et al., 2022; Wickramasinghe et al., 2024; и др.].

Для описания проявления таких пород использовались разные термины: «карбонатитоподобные дайки» [Liu et al., 2006; Dolenc et al., 2015], «карбонатные эманации» [Roberts, Zwaan, 2007], «коровые карбонатиты» [Wan et al., 2008], «псевдокарбонатиты» [Sklyarov et al., 2009], «карбонатиты-«культимиты»» [Proskurnin et al., 2010], «инъекционные мраморы и кальцифиты» [Sklyarov et al., 2013], «мраморные дайки» [Sklyarov et al., 2022], «паракарбонатиты» [Su et al., 2024a]. В одной из последних публикаций появилось даже такое понятие, как «коровые карбонатитовые пегматиты» [Su et al., 2024b]. Наиболее удачным нам представляется термин «коровые карбонатиты», предложенный Ю. Ваном с соавторами [Wan et al., 2008] и уже используемый в ряде публикаций последних лет (например [Jin et al., 2024a]). Далеко не все геологи признают правомерность применения термина «карбонатиты» по отношению к карбонатным породам не мантийного генезиса. Наиболее емко такую точку зрения выразил Р. Митчелл, написавший в заключении статьи о типах карбонатитов, что коровые карбонатные образования не могут считаться карбонатитами: «A third group of carbonate-rich rocks formed by pneumatolytic melting of crustal rocks should not even be considered as carbonatites (sensu lato or stricto)» [Mitchell, 2005, с. 2063]. Мы не согласны с такой позицией и полагаем,

что термин «коровые карбонатиты» имеет право на существование. В настоящей работе сделана попытка обобщить имеющиеся материалы по особенностям проявления коровых карбонатитов, а также особенностям их минерального, химического и изотопного состава.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КОРОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

В настоящее время известно более 600 проявлений мантийных карбонатитов на всех континентах, кроме Антарктиды, а также в пределах океанических структур [Humphreys-Williams, Zahirovic, 2021]. Распространенность коровых карбонатитов почти на два порядка меньше. Большинство описанных коровых кар-

бонатитов расположено в Евразии (рис. 1), единичные проявления известны в Северной и Южной Америке. Практически во всех случаях коровые карбонатиты присутствуют в метаморфических комплексах (иногда в магматических телах в пределах этих комплексов) со степенью метаморфизма от амфиболитовой до ультравысокотемпературной гранулитовой фации [Liu et al., 2006; Wan et al., 2008; Sklyarov et al., 2022; Wickramasinghe et al., 2024; и др.].

Возрастной диапазон карбонатитовых даек корового происхождения достаточно широкий: от палеопротерозоя до неогена. Наиболее древние коровые карбонатиты докембрийского возраста присутствуют в древних кратонах. Палеопротерозойские карбонатиты описаны в пределах Бразильского [Santos et al.,

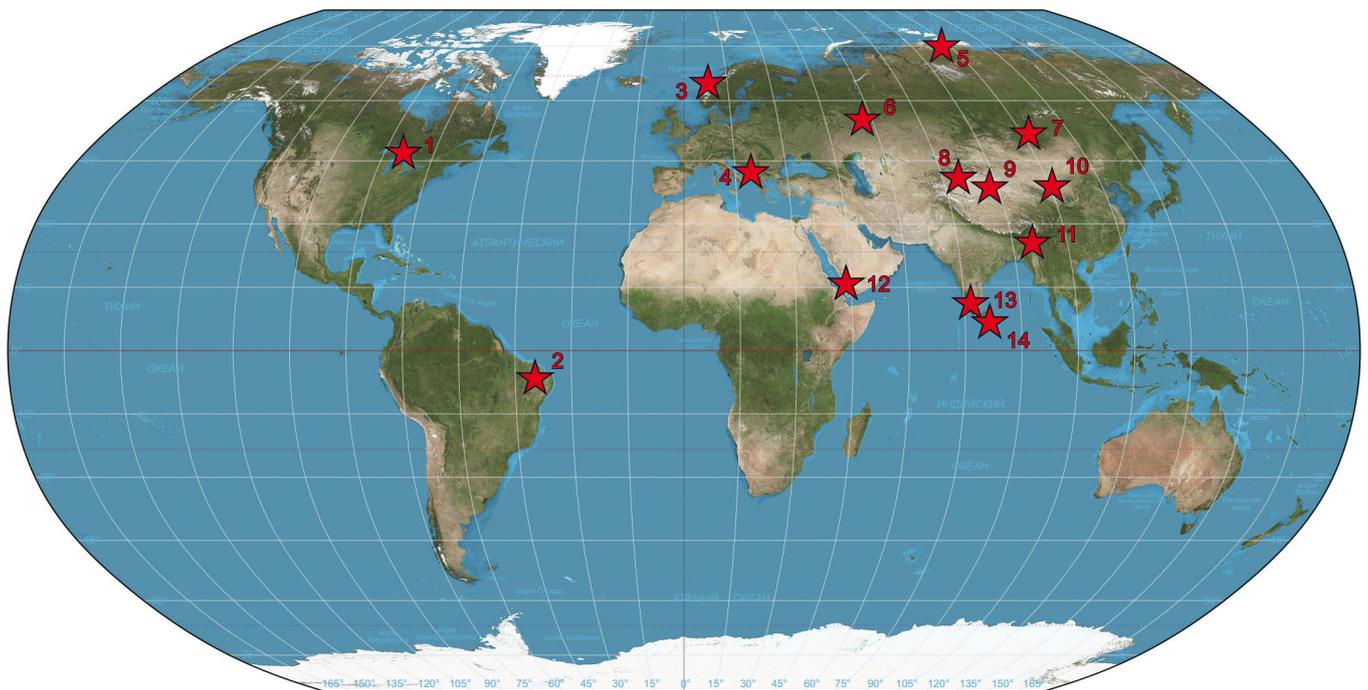


Рис. 1. Проявления коровых карбонатитов.

1 – юго-западная часть Гренвилльской провинции, Канада, мезопротерозой [Lentz, 1998]; 2 – северо-восточная часть Бразильского кратона, Бразилия, палеопротерозой [Santos et al., 2013]; 3 – норвежские каледониды, Норвегия, ранний палеозой [Roberts, Zwaan, 2007]; 4 – комплекс Маденска Ривер, Македония, мезозой [Dolenec et al., 2015]; 5 – п-ов Таймыр, мезозой [Proskurnin et al., 2010]; 6 – Хабаровский массив, Россия, Урал, палеозой [Fershtater, Pushkarev, 1988]; 7 – Ольхонский террейн, Западное Прибайкалье, Россия, ранний палеозой [Sklyarov et al., 2009, 2013, 2022]; 8 – северо-западная часть Таримского кратона, Китай, поздний палеозой [Jin et al., 2024a]; 9 – юго-восточная часть Таримского кратона, Китай, палеопротерозой [Yang et al., 2012; Wu et al., 2022]; 10 – северный фланг Северо-Китайского кратона, Китай, палеопротерозой [Wan et al., 2008]; 11 – Гималайский синтаксис, Китай, Неоген [Liu et al., 2006]; 12 – террейн Аль-Махфид, Йемен, Неопротерозой [Le Bas et al., 2004]; 13 – южная часть Индийского кратона, Индия, мезопротерозой [Hegner et al., 2020]; 14 – комплекс Хайленд, Шри Ланка, неопротерозой [Wickramasinghe et al., 2024].

Fig. 1. Global distribution of crustal carbonatites.

1 – south-western Grenville Province, Canada, Mesoproterozoic [Lentz, 1998]; 2 – north-eastern Brazilian craton, Brazil, Paleoproterozoic [Santos et al., 2013]; 3 – orogenic complex in Norway, Early Paleozoic [Roberts, Zwaan, 2007]; 4 – Madenska River complex, Macedonia, Mesozoic [Dolenec et al., 2015]; 5 – Taimyr Peninsula, Mesozoic [Proskurnin et al., 2010]; 6 – Khabarny pluton, Ural Mountains, Russia, Paleozoic [Fershtater, Pushkarev, 1988]; 7 – Olkhon metamorphic terrane, West Baikal area, Russia, Early Paleozoic [Sklyarov et al., 2009, 2013, 2022]; 8 – north-western Tarim craton, China, Late Paleozoic [Jin et al., 2024a]; 9 – south-eastern Tarim craton, China, Paleoproterozoic [Yang et al., 2012; Wu et al., 2022]; 10 – northern margin of North China craton, China, Paleoproterozoic [Wan et al., 2008]; 11 – Himalayan syntaxis, China, Neogene [Liu et al., 2006]; 12 – Al-Mahfid gneiss terrane, Yemen, Neoproterozoic [Le Bas et al., 2004]; 13 – southern Indian craton, India, Mesoproterozoic [Hegner et al., 2020]; 14 – Highland complex, Shri Lanka, Neoproterozoic [Wickramasinghe et al., 2024].

2013], Таримского [Yang et al., 2012; Wu et al., 2022] и Северо-Китайского [Wan et al., 2008] кратонов. Мезопротерозойские карбонатиты присутствуют в южной части Индийского кратона [Hegner et al., 2020]. Неопротерозойские карбонатиты отмечены в пределах гнейсового террейна в Йемене [Le Bas et al., 2004]. Раннепалеозойские карбонатиты распространены в Ольхонском метаморфическом террейне [Sklyarov et al., 2022], каледонидах Норвегии [Roberts, Zwaan, 2007] и краевой части Индийского кратона [Wickramasinghe et al., 2024]. Мезозойские карбонатиты обнаружены в раннедокембрийском ультравысокотемпературном метаморфическом комплексе Шри Ланки [Wickramasinghe et al., 2024] и в комплексе Маденска Ривер Македонии [Dolenec et al., 2015]. Самые молодые карбонатитовые дайки неогенового возраста в большом количестве присутствуют в западной части Гималаев, в так называемом Гималайском синтаксисе [Liu et al., 2006].

Формы проявления коровых карбонатитов разнообразны, но достаточно уверенно они выделяются, когда присутствуют в виде даек в метаморфических комплексах [Liu et al., 2006; Roberts, Zwaan, 2007; Wan et al., 2008; Sklyarov et al., 2013, 2022; Wu et al., 2022; Wickramasinghe et al., 2024], а также в пределах массивов габбро и сиенитов [Sklyarov et al., 2013, 2022] или ультрамафитов [Fershtater, Pushkarev, 1988]. Мощность таких даек варьируется от нескольких сантиметров до десятков метров. Дайки чаще всего имеют спорадическое распространение [Roberts, Zwaan, 2007; Sklyarov et al., 2022; Su et al., 2024b] или формируют рои до нескольких сотен тел на относительно небольших отрезках [Liu et al., 2006].

В пределах Ольхонского террейна дайки редки и уверенно диагностируются в основном в скальных береговых обнажениях (рис. 2). Несколько даек мощностью от 0.3 до 3 м закартированы в амфиболитах. Эти дайки являются кососекущими по отношению к метаморфогенной гнейсовидности амфиболитов (рис. 2, Г, Д) и в условиях неполной обнаженности на поверхности легко могут интерпретироваться в качестве прослоев в карбонатно-вулканогенном разрезе. Краевые зоны даек, мощностью 3–10 см, иногда имеют белый цвет в отличие от темно-серого цвета основного тела (рис. 3). Последний обусловлен мелкой сыпью графита, трассирующего границы зерен кальцита. В белой каемке графит также присутствует, однако он образует редкие и гораздо более крупные чешуйчатые выделения. Характерной особенностью даек является пространственная ассоциация с дайками долеритов (рис. 3), отмеченная в нескольких проявлениях карбонатитов. Поскольку внедрение карбонатного расплава происходило в процессе активного сдвигового тектогенеза, дайки могут иметь довольно сложную конфигурацию (рис. 4), но также пространственно сопряжены с дайками метадолеритов.

Кроме амфиболитов дайки карбонатитов прорывают также габброиды бирхинского (500 млн лет), слагающего серию массивов, и устькрестовского (460 млн лет) комплекса. Настоящее скопление даек было выявлено в краевой части Усть-Крестовского массива (см. рис. 2, Б) субщелочных габброидов (рис. 5). Здесь присутствует около двух десятков даек мощностью от 30 см до 3 м и протяженностью от десятка до сотни метров. По составу дайки отвечают кальцитовым карбонатитам,

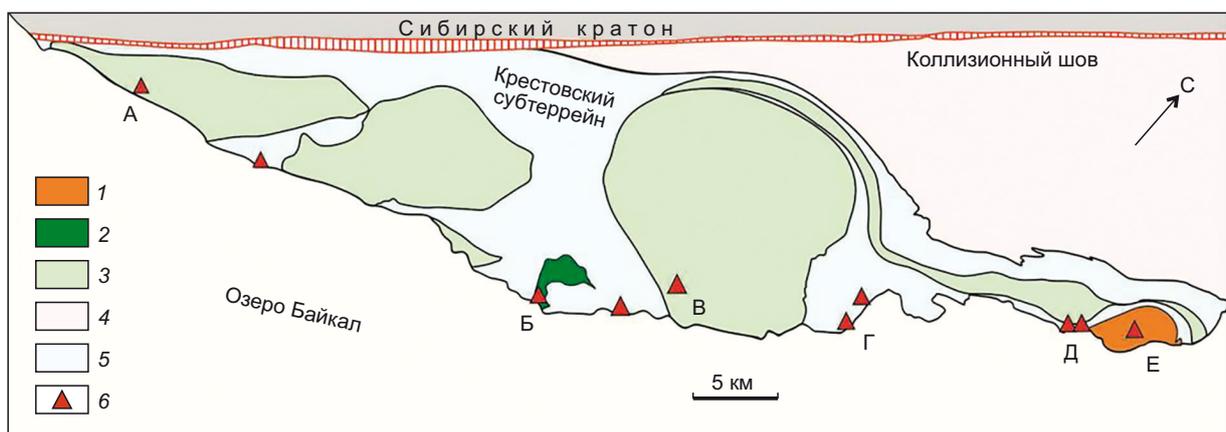


Рис. 2. Проявления коровых карбонатитов в пределах Ольхонского террейна.

1 – габбро-сиенитовый Тажеранский массив; 2 – субщелочные габброиды устькрестовского комплекса (460 млн лет), Усть-Крестовский массив; 3 – габброиды бирхинского комплекса (500 млн лет); 4 – гнейсово-карбонатный метаморфический комплекс; 5 – карбонатно-амфиболитовый метаморфический комплекс; 6 – проявления коровых карбонатитов, обсуждаемые в тексте: в Бугульдейском габброидном массиве (А); в Усть-Крестовском габброидном массиве (Б); в Бирхинском габброидном массиве (В); в амфиболитах устьевого части р. Анга (Г); в амфиболитах у Тажеранского массива (Д); в Тажеранском массиве (Е).

Fig. 2. Crustal carbonatite dykes in several complexes of the Olkhon terrane.

1 – Tazheran gabbro-syenite; 2 – Ust'-Krestovsky subalkaline gabbro complex (460 Ma); 3 – Birkhin gabbro complex (500 Ma); 4 – predominantly marble-gneiss metamorphic complex; 5 – marble-amphibolite metamorphic complex; 6 – letters mark occurrences discussed in the paper: Buguldeika intrusion (A), Ust-Krestovsky intrusion (B), Birkhin intrusion (B), amphibolite in the mouth of the Anga River (Г), amphibolite near Tazheran complex (Д) and within the latter (E).

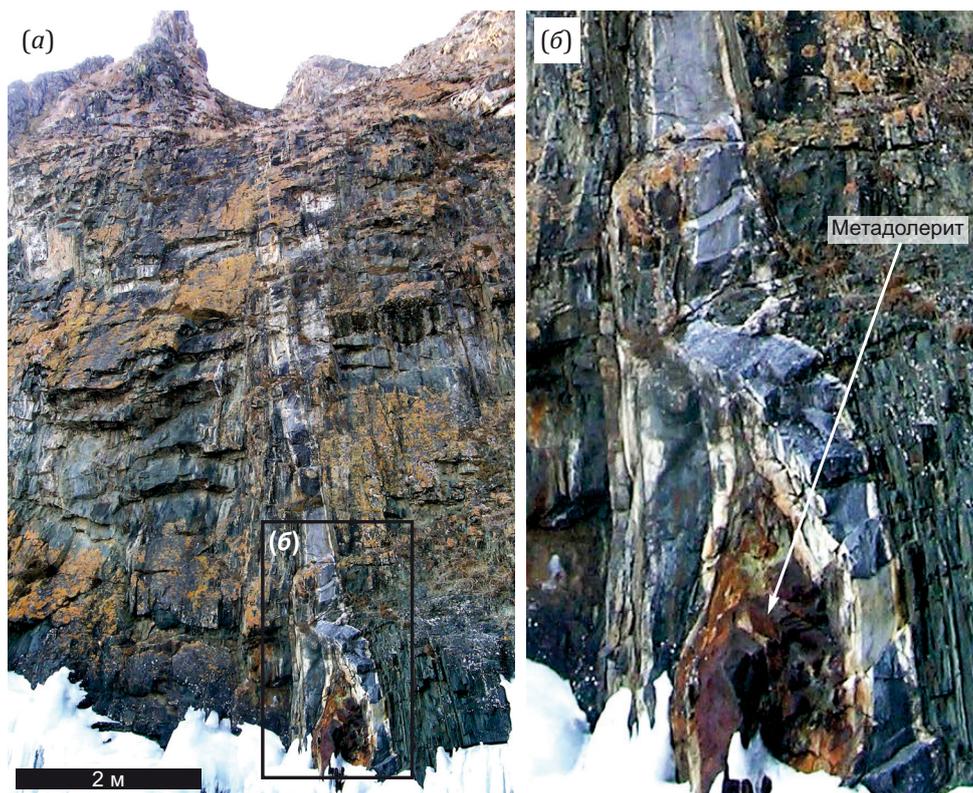


Рис. 3. Дайка карбонатитов в амфиболитах по габброидам бегульского комплекса (а) и ее увеличенный фрагмент (б), Ольхонский террейн (по [Sklyarov et al., 2022]).

Fig. 3. Carbonatite dyke in amphibolite derived from Begul gabbro (a) and its enlarged fragment (b), Olkhon terrane, after [Sklyarov et al., 2022].

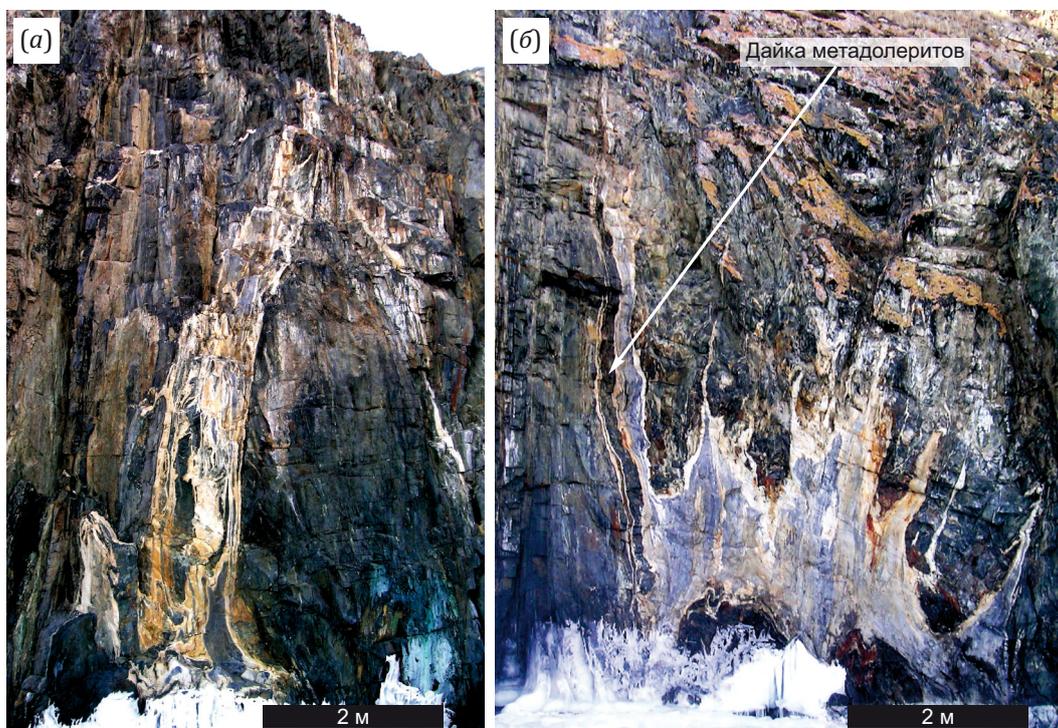


Рис. 4. Дайки кальцитовых карбонатитов сложного строения в амфиболитах по габбро бегульского комплекса (по [Sklyarov et al., 2022]). (а) – дайка с пятнистым строением; (б) – дайка сложной формы, ассоциирующая с дайкой метадолеритов.

Fig. 4. Complexly structured dykes of calcitic carbonatite in amphibolite derived from Begul gabbro, after [Sklyarov et al., 2022]. (a) – mottled dyke; (b) – deformed dyke next to a metadolerite dyke.

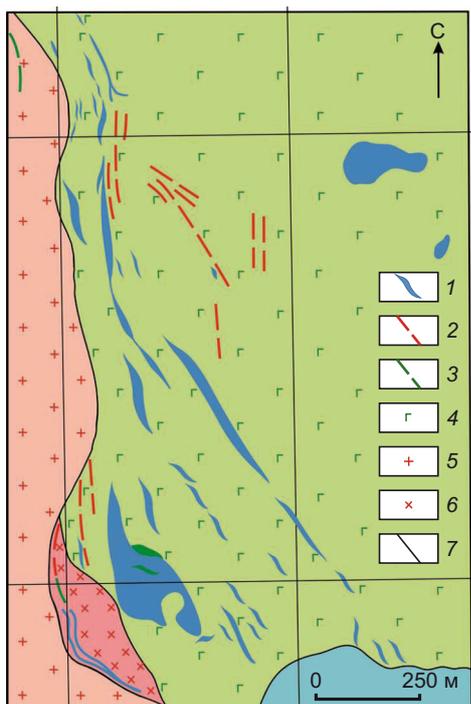


Рис. 5. Дайки коровых карбонатитов в краевой части Усть-Крестовского массива субщелочных габброидов (по [Sklyarov et al., 2021]).

1 – дайки коровых карбонатитов; 2 – гранитные жилы; 3 – дайки и тела долеритов; 4 – субщелочные габброиды усть-крестовского комплекса (460 млн лет); 5 – граниты; 6 – диориты; 7 – геологические границы.

Fig. 5. Crustal carbonatite dykes in Ust-Krestovsky gabbro (after [Sklyarov et al., 2021]).

1 – carbonatite dykes; 2 – granite veins; 3 – dolerite dykes; 4 – subalkaline gabbro of the Ust-Krestovsky complex (460 Ma); 5 – granite; 6 – diorite; 7 – geological boundaries.

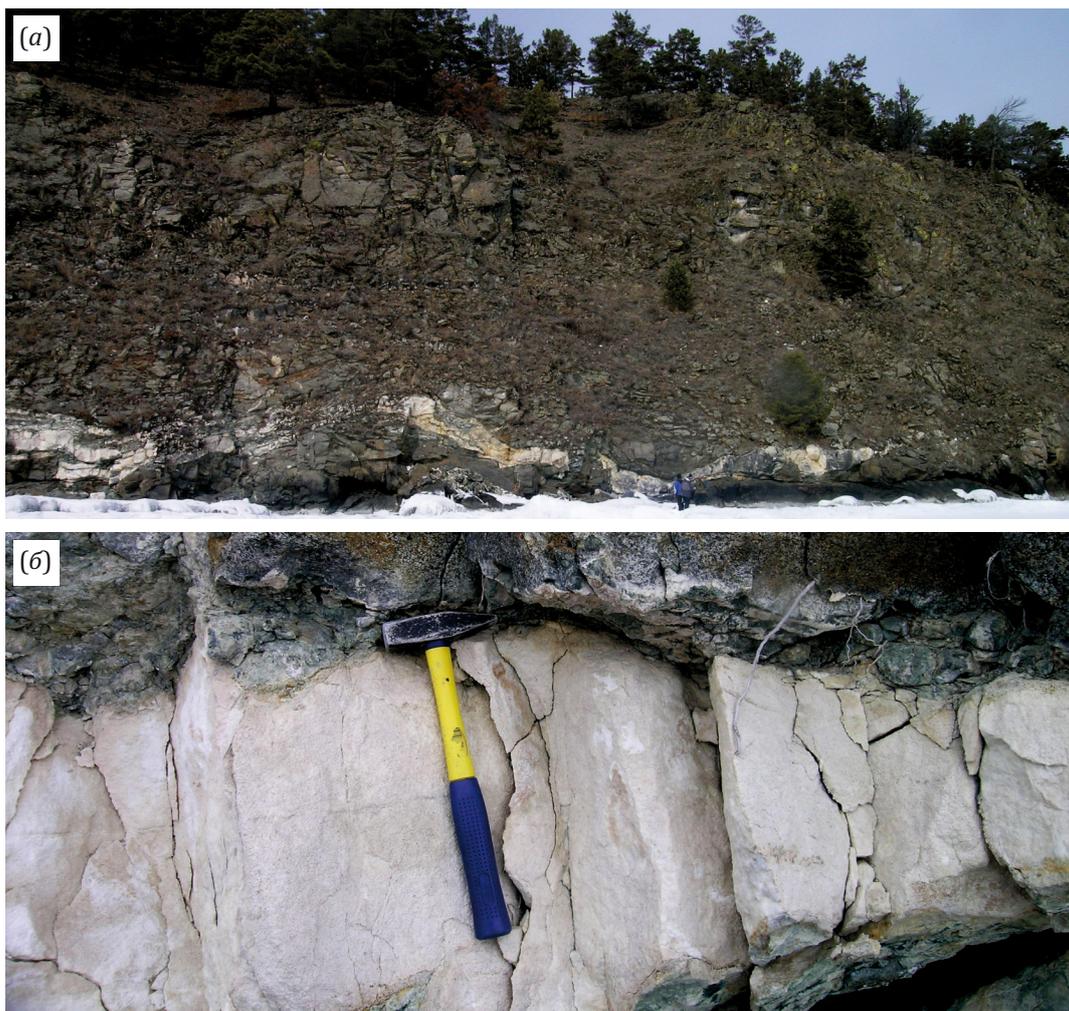


Рис. 6. Пологопадающая дайка коровых карбонатитов в габбро Бугульдейского массива (а) и ее фрагмент с зонами скарнов (б).
Fig. 6. Gently dipping carbonatite dyke in Buguldeika intrusion (a) and its enlarged fragment with skarn lenses along the margins (b).

в которых доля силикатных минералов не превышает 5 %, однако некоторые из них характеризуются более высоким содержанием силикатных минералов и содержат «ксенолиты» с типичной скарновой минеральной ассоциацией варьирующегося состава.

Дайки также обнаружены в двух массивах бирхинского комплекса. В Бугульдейском массиве (см. рис. 2, А) обнажается пологопадающая дайка доломит-кальцитовых карбонатитов (рис. 6, а), прослеженная на 150 м при максимальной мощности 2 м. Карбонатиты белые с розоватым оттенком, мелкозернистые, практически не содержат силикатных минералов. В контактовой части дайки местами развиваются зоны скарнирования мощностью до 10 см, чаще всего линзовидной формы (рис. 6, б). Скарноиды имеют пироксен-цоизит-плаггиоклазовый или гранат-пироксеновый состав.

В южной краевой части Бирхинского массива (см. рис. 2, В) на протяжении более 1 км в габброидах прослежена зона мощностью не более 150 м, насыщенная телами долеритов и коровых карбонатитов (рис. 7). К долеритам приурочены небольшие тела скарноидов, образовавшиеся в условиях высоких (с мелилитом и волластонитом) и умеренных (гранат-пироксеновые) температур. На этом участке закартировано более десятка даек карбонатитов мощностью от 0.5 до 45 м, протягивающихся на расстояние от 50 до 150 м. Характер проявления долеритов и карбонатитов позволяет предполагать субсинхронное внедрение небольших порций расплава базитов и карбонатитов в условиях активного тектогенеза.

Реже карбонатиты встречаются в виде более крупных тел в пределах интрузивных массивов сложного строения. Так, в центральной части Тажеранского габ-

бро-сиенитового массива (см. рис. 2, Е) расположено тело доломитсодержащих кальцитовых карбонатитов, ассоциирующих с пироксенитами и нефелин-пироксеновыми породами (рис. 8). Мощность тела достигает 100 м при фрагментарной протяженности свыше 700 м. Карбонатиты представляют собой среднезернистые до гигантозернистые породы, местами насыщенные фрагментами в разной степени скарнированных фациальных пироксенитов (рис. 9). Размеры таких фрагментов, часто угловатых, варьируются от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Ассоциирующие с карбонатитами пироксениты являются, по нашему мнению, продуктами кристаллизации из контактированного карбонатами базитового расплава, причем внедрение карбонатного и базитового расплава происходило субсинхронно.

Характерной особенностью коровых карбонатитов является почти постоянное присутствие ксенолитов силикатных пород, в разной степени скарнированных. В большинстве случаев это фрагменты вмещающих метаморфических пород, чаще всего базитового [Le Bas et al., 2004; Wickramasinghe et al., 2024; и др.] или ультрабазитового [Fershtater, Pushkarev, 1988] состава. Размеры таких фрагментов варьируются от нескольких метров [Wickramasinghe et al., 2024] до десятков и даже первых сантиметров [Liu et al., 2006; Le Bas et al., 2004; Wan et al., 2008; Santos et al., 2013; Dolenc et al., 2015; и др.]. Присутствие таких ксенолитов разных размеров, а иногда и разного состава указывает на их значительное перемещение от места захвата карбонатным расплавом, которое может составлять километры. На это указывает и то, что часть фрагментов сложена породами, которые отсутствуют в зоне распространения

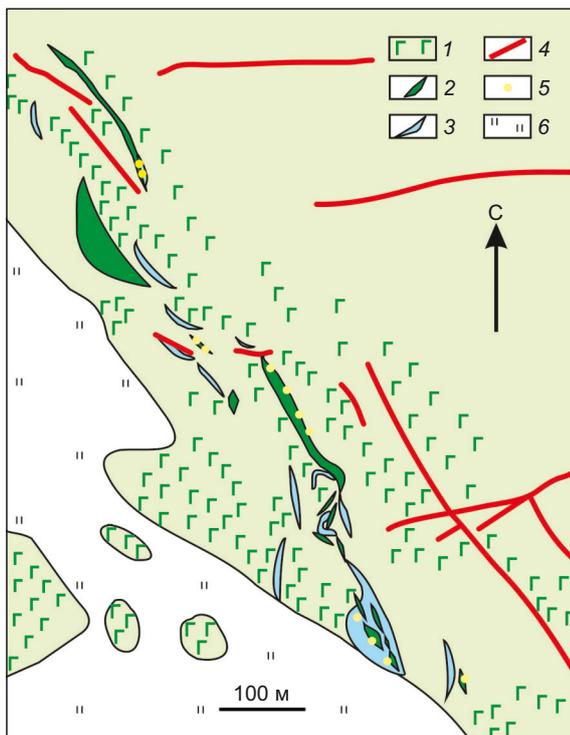


Рис. 7. Детальная геологическая карта южной части Бирхинского массива (см. рис. 2, В) с развитием карбонатитов и долеритов (по [Sklyarov et al., 2020]).

1 – габбро Бирхинского массива (500 млн лет); 2 – долериты и беербахиты; 3 – дайки коровых карбонатитов; 4 – жилы аплитов и гранитов; 5 – антискарны гранат-пироксен-волластонитового, реже – мелилит-гранат-пироксен-волластонитового состава; 6 – озерно-аллювиальные отложения.

Fig. 7. Detailed geological map of the southern Birkhin intrusion (see Fig. 2, B) (after [Sklyarov et al., 2020]).

1 – Birkhin gabbro (500 Ma); 2 – dolerite and beerbachite; 3 – crustal carbonatite dykes; 4 – aplitic and granitic veins; 5 – antiscarn of garnet-clinopyroxene-wollastonite or more rarely melilite-garnet-pyroxene-wollastonite mineralogy; 6 – lacustrine-alluvial sediments.

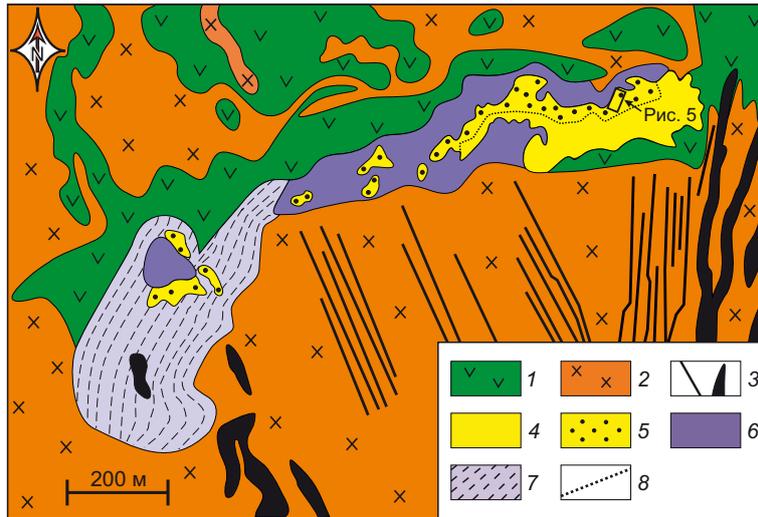


Рис. 8. Геологическая карта центральной части Тажеранского массива (по [Sklyarov et al., 2021]). 1 – beerbachite по толеитовым долеритам и габбро; 2 – сиениты; 3 – субщелочные габбро и долериты; 4–5 – доломитсо-держащие кальцитовые карбонаты (4), насыщенные фрагментами пироксенитов (5); 6 – фассаитовые пироксениты и нефелин-пироксеновые породы; 7 – зона распространения Grt-Mll-Cpx и Mll-Woll метасоматических пород; 8 – граница между карбонатами «чистыми» и с фрагментами пироксенитов. Символы минералов по [Warr, 2021].

Fig. 8. Central part of Tazheran massif: a geological map (after [Sklyarov et al., 2021]). 1 – beerbachite after tholeiitic dolerite and gabbro; 2 – syenite; 3 – subalkaline gabbro and microgabbro; 4–5 – dolomitic-calcic marble (4) with pyroxenite fragments (5); 6 – pyroxenite and nepheline-pyroxene rocks; 7 – metasomatic Grt-Mll-Cpx and Mll-Woll zone; 8 – boundary between "pure" marble and marble containing pyroxenite fragments. Mineral names are abbreviated as in [Warr, 2021].

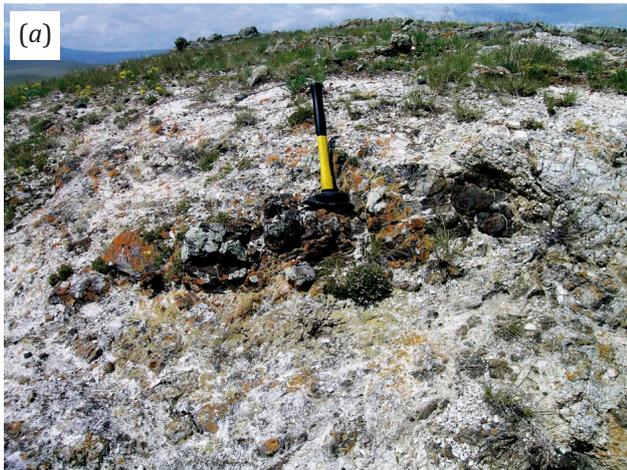


Рис. 9. Фотографии фрагментов пироксенитов в коровых карбонатах. (а) – линза скарнированных пироксенитов в гигантозернистых карбонатах; (б) – мелкие фрагменты скарнированных пироксенитов в крупнозернистых карбонатах.

Fig. 9. Pyroxenite fragments in crustal carbonatite. (a) – skarn after pyroxenite in coarse-grained carbonatite; (b) – small angular fragments of skarn after pyroxenite in coarse-grained carbonatite.

даек. Так, в карбонатитовых дайках Хабарнинского массива на Урале, сложенного клинопироксенитами, присутствуют обломки дунитов, а собственно карбонатная часть содержит высокохромистые хромиты, характерные именно для дунитов [Fershtater, Pushkar, 1988].

Но далеко не все ксенолиты являются обломками вмещающих пород, захваченных на пути движения карбонатного расплава. Часть из них может быть фрагментами даек базитового состава, внедряющихся со-

вместно с карбонатным расплавом. В частности, в Усть-Крестовском массиве во внутренних частях двух карбонатитовых даек обнаружены фрагментированные дайки пироксеновых порфиритов (рис. 10). Порфириты резко отличаются от вмещающих габброидов по структуре и химическому составу. Из-за более ранней кристаллизации базитового расплава закристаллизовавшаяся дайка пироксеновых порфиритов фрагментируется и растаскивается карбонатитовым расплавом. Но в то же время очевидно, что внедрение разных

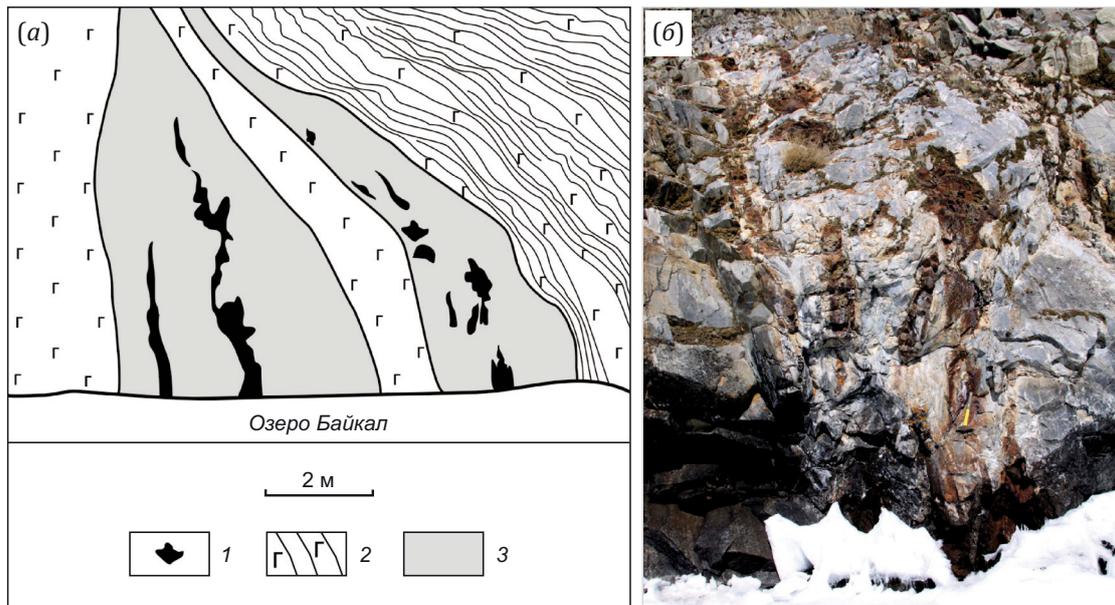


Рис. 10. Зарисовка с фотографии двух карбонатитовых даек с фрагментами даек пироксеновых порфиритов (а) и фотография нижней части правой фрагментированной дайки порфиритов в карбонатитах (б) (по [Sklyarov et al., 2022]). 1 – пироксеновые порфириты; 2 – вмещающие субщелочные габбро устькрестовского комплекса; 3 – коровые карбонатиты.

Fig. 10. Sketch of two carbonatite dykes and dismembered pyroxene porphyrite dykes in their interior (а) and photograph of the lower part of the dismembered dyke on the right (after [Sklyarov et al., 2022]) (б). 1 – pyroxene porphyrite; 2 – host subalkaline Ust-Krestovskiy gabbro; 3 – crustal carbonatite.

по составу расплавов происходило одновременно. Дайки долеритов нередко присутствуют в непосредственной близости к карбонатитовым дайкам, иногда они фрагментируются в процессе тектогенеза (см. рис. 3), а иногда субпараллельны дайкам карбонатитов, в то время как последние приобретают сложную форму при синметаморфических деформациях (см. рис. 4).

3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОРОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

В абсолютном большинстве случаев преобладают кальцитовые дайки, реже встречаются дайки доломитового [Liu et al., 2006; Wan et al., 2008; Le Bas et al., 2004] или доломит-кальцитового состава [Sklyarov et al., 2013, 2022]. Кроме карбонатов присутствуют силикаты, оксиды и минералы других групп, количество которых варьируется от 2–3 до 50 %. Состав их довольно разнообразен и зависит от состава карбонатов. В доломитовых и доломит-кальцитовых карбонатитах основными некарбонатными минералами являются форстерит, флогопит, шпинель, состав же аксессуарных минералов более разнообразен. Так, в доломитовых карбонатитах Гималайского синтаксиса отмечены астрофиллит, апатит, циркон, гранат, паргасит, гейкелит-ильменит, варвикит, пирит-пирротин, целестин-барит [Liu et al., 2006]. В дайках Северо-Китайского кратона описаны плагиоклаз, кварц, клинопироксен, флогопит, гранат, амфибол, циркон [Wan et al., 2008]. В карбонатитах Тажеранского массива кроме форстерита и шпинели встречается клиногумит, а аксессуарии представлены перовскитом, кальцитритом, тажеранитом,

гейкелитом, пикроильменитом, апатитом, магнизоферритом.

Минералогия кальцитовых карбонатитов еще более разнообразна, причем даже в пределах одних и тех же провинций разные дайки или тела могут характеризоваться разной минеральной ассоциацией. Основными минералами являются пироксены диопсид-геденбергитового ряда, амфиболы, волластонит, гранаты гроссуляр-андрадитового состава, эпидот-клиноцоизит, алланит, анортит, скаполит. Но также могут встречаться флогопит, форстерит, калишпат, кварц, графит. В качестве аксессуариев отмечены оксиды железа, апатит, титанит, ильменит, циркон, редко встречаются редкоземельные минералы. Присутствие минералов, типичных для скарнов, часто приводит к некорректной интерпретации коровых карбонатитов, выражающейся в попытках связать их образование с магматическими телами кислого или среднего состава. Этот вопрос более подробно будет рассмотрен ниже.

4. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

Химический состав коровых карбонатитов определяется прежде всего присутствующими карбонатами (кальцит или доломит, реже оба), а также сильно зависит от общего количества силикатов в породе. Главное отличие от настоящих карбонатитов – низкие содержания большинства индикаторных микроэлементов, в частности РЗЭ. В карбонатитах с низким содержанием силикатных минералов и оксидов геохимические параметры близки осадочным карбонатным

комплексам, при повышенных количествах силикатных минералов они могут быть повышенными, но ниже концентраций в мантийных карбонатах. В большинстве описанных проявлений коровых карбонатитов содержание элементов-примесей является промежуточным между мантийными карбонатами и осадочными карбонатами. Поскольку их вариации весьма значительны, иногда даже в пределах одного тела, какие-либо закономерности вариаций химического состава обнаружить очень сложно, как и продемонстрировать весь спектр геохимических характеристик.

Что касается изотопии коровых карбонатитов, то наиболее информативными являются соотношения изотопов кислорода и углерода. В некоторых случаях изотопные отношения кислорода и углерода коровых карбонатитов могут полностью соответствовать таковым в осадочных карбонатах, но в большинстве случаев они являются промежуточными между коровыми и мантийными карбонатами ($\delta^{18}O_{PDB} = +11 \dots +19$, $\delta^{13}C_{SMOW} = -5.5 \dots +8$) [Liu et al., 2006; Wan et al., 2008; Dolenc et al., 2015; Doroshkevich et al., 2017; Hegner et al., 2020; Wickramasinghe et al., 2024]. Полностью соответствующими осадочным карбонатам являются коровые карбонатиты Гималайского синтаксиса и часть карбонатитов Тажеранского массива (рис. 11). В последнем случае $\delta^{18}O_{PDB}$ карбонатитов и мраморов мета-

морфической толщи полностью идентичны, но $\delta^{13}C_{SMOW}$ в карбонатитах соответствует более изотопно-легкому углероду.

5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

Еще в ранних экспериментах [Wyllie, Tuttle, 1960] было показано, что плавление карбонатов осуществимо при высокой температуре, превышающей 1300 °C, что стало основой для преобладающей точки зрения о только мантийном генезисе карбонатитовых расплавов. Механизмы образования таких расплавов предлагались разные: 1) частичное плавление карбонатсодержащих перидотитов или эклогитов (например [Yaxley, Brey, 2004]); 2) отделение несмешиваемой карбонатитовой магмы из недосыщенных кремнеземом, CO₂-содержащих расплавов (например [Brooker, Kjarsgaard, 2011]); 3) образование остаточного расплава при эволюции недосыщенного кремнеземом щелочного и карбонатизированного расплава [Watkinson, Wyllie, 1971]. В тени остался еще один важный результат экспериментов П. Вилли и О. Татла: в присутствии в системе воды температура плавления кальцита понижается до 700 °C [Wyllie, Tuttle, 1960]. Позднее М. Фанелли с соавторами показали, что добавление в систему MgO снижает температуру плавления до 600 °C [Fanelli et

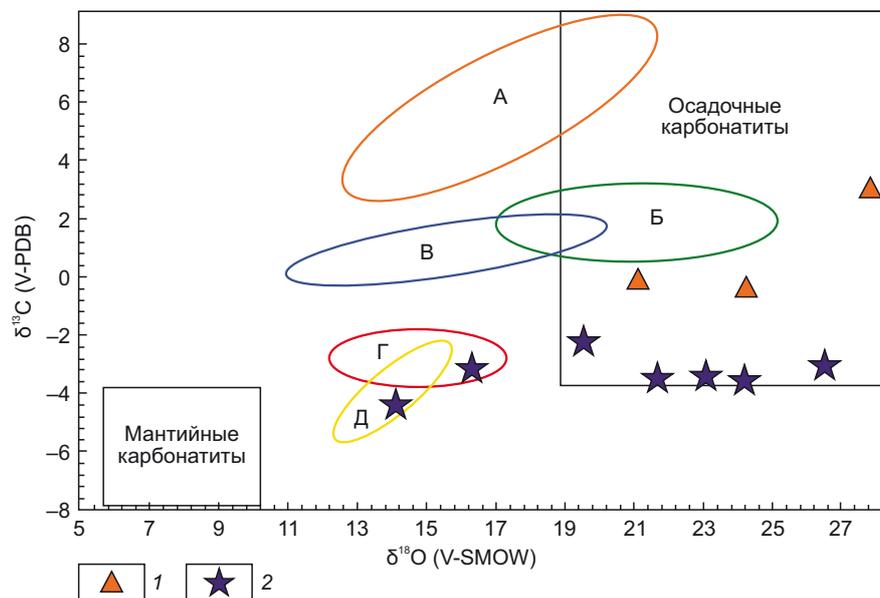


Рис. 11. Диаграмма $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ для коровых карбонатитов Ольхонского террейна.

1 – доломитовые и кальцитовые мраморы метаморфического комплекса Ольхонского террейна; 2 – коровые карбонатиты Ольхонского террейна (по [Doroshkevich et al., 2017]). Полями показаны составы коровых карбонатитов других регионов: А – Бразильский кратон (по [Santos et al., 2013]), Б – Гималайский синтаксис (по [Liu et al., 2006]), В – комплекс Маденска Ривер, Македония (по [Dolenc et al., 2015]), Г – Шри Ланка (по [Wickramasinghe et al., 2024]), Д – Северо-Китайский кратон (по [Wan et al., 2008]). Область составов мантийных карбонатитов и осадочных карбонатов по [Bell, 2005; Keller, Hoefs, 1995].

Fig. 11. $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ diagram for crustal carbonatites of the Olkhon terrane.

1 – metamorphic dolomite and calcite marbles of the Olkhon terrane; 2 – crustal carbonatites of the Olkhon terrane, after [Doroshkevich et al., 2017]. Fields A to D refer to crustal carbonatites from other areas: A – Brazilian craton, after [Santos et al., 2013], Б – Himalayan syntaxis, after [Liu et al., 2006], В – Madenska River complex, Macedonia, after [Dolenc et al., 2015], Г – UHT granulite-facies metamorphic terrane of Sri Lanka, after [Wickramasinghe et al., 2024], Д – North China craton, after [Wan et al., 2008]. Primary igneous carbonatites (box) and carbonate sediments are after [Bell, 2005; Keller, Hoefs, 1995].

al., 1986]. Процесс лимитируется только довольно узким интервалом соотношения CO_2 и H_2O для пониженных температур плавления.

В экспериментах уже нашего столетия относительно низкие температуры плавления карбонатов были полностью подтверждены, а температура начала плавления кальцита была снижена до 650°C [Durand et al., 2015; Floess et al., 2015]. Таким образом, была обоснована возможность выплавления карбонатитовых расплавов в нижней коре, а процессы плавления первично-осадочных карбонатных толщ должны быть таким же массовым явлением, как и образование гранитных расплавов. Основной причиной относительной редкости появления коровых карбонатитов является то, что интервал соотношения CO_2 и H_2O во флюиде должен быть очень узким при резком преобладании воды. Вторая же причина заключается в том, что первично-осадочные карбонатные образования гораздо менее распространены в нижней коре по сравнению с силикатными комплексами. Ну и третьей причиной является то, что в условиях неполной обнаженности любые необычные проявления карбонатных пород традиционно интерпретируются в качестве прослоев (ксенолитов) мраморов, протрузий или гидротермальных жил.

Неожиданная поддержка возможности плавления первично-осадочных карбонатов появилась при изучении в последние два десятилетия ряда вулканических и плутонических комплексов [Barnes et al., 2005; Iacono Marziano et al., 2008; Mollo et al., 2010; Gaeta et al., 2009; Ganino et al., 2013; Carter, Dasgupta, 2016; и др.], для которых по изотопно-геохимическим, минералогическим и экспериментальным данным была обоснована ассимиляция силикатными магмами коровых карбонатов. При этом было убедительно показано, что происходила ассимиляция именно карбонатного расплава, а не «твердых» ксенолитов или вмещающих пород. Такая ассимиляция не только смещала изотопно-геохимические метки силикатного расплава, но и приводила к кристаллизации из ассимилированного расплава необычных для магматических пород минералов, в частности фассаита – высокоглиноземистого кальциевого пироксена, типичного для высокотемпературных метасоматитов. Так, в пределах Ольхонского террейна охарактеризованы необычные фассаитовые и нефелин-фассаитовые пироксениты [Sklyarov et al., 2021], а также фассаитовые габбро [Sklyarov et al., 2024], для которых предполагается кристаллизация из контаминированного базитового расплава. Исследования вулканических комплексов убедительно показали, что

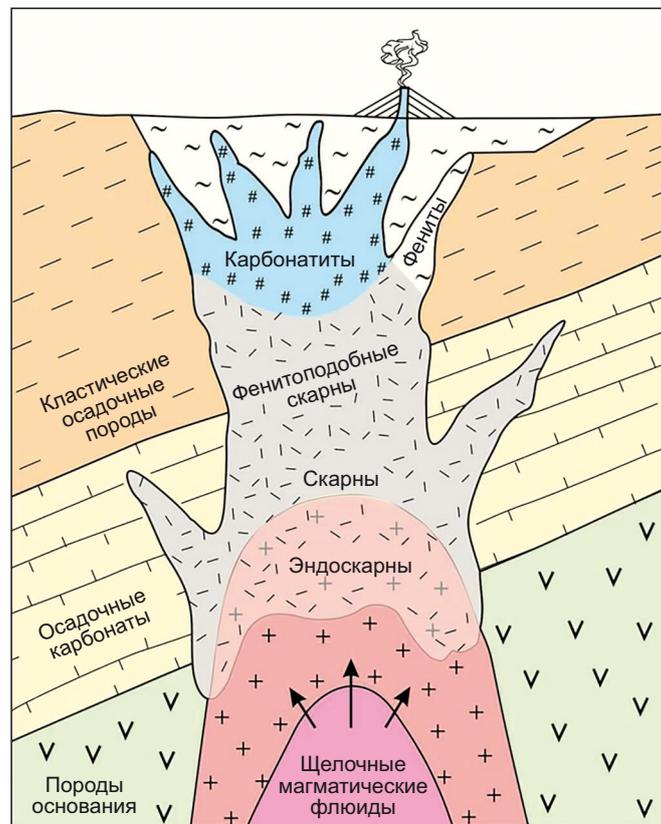


Рис. 12. Схематическая модель гипотетического взаимодействия интрузии с известняками с образованием скарнов, фенитоподобных скарнов, фенитов и «дистального» карбонатного расплава в верхней коре при поступлении водного флюида (по [Lentz, 1999]).

Fig. 12. A sketch of hypothetical intrusion-limestone interaction producing skarn, fenite-like skarn, fenite, and "distal" carbonatitic magma in the upper crust via simple volatile fluxing, after [Lentz, 1999].

плавление карбонатов в коровых условиях является обычным процессом.

Анализируя экспериментальные данные по низкотемпературному плавлению карбонатов, Д. Ленц [Lentz, 1999] предложил модель комплементарного формирования скарнов и коровых карбонатитовых расплавов при воздействии сиенитовой магмы (рис. 12). По этой модели отделяющиеся при кристаллизации плутона флюиды вызывали образование скарнов непосредственно над плутоном с одновременным образованием карбонатитового расплава, который внедрялся в верхние горизонты земной коры. Необходимыми условиями образования коровых карбонатитов были присутствие карбонатных толщ в нижней или средней коре и флюидонасыщенность сиенитовой магмы. Если исходить из этой модели, то можно предполагать, что в известных случаях проявления коровых карбонатитов под ними присутствуют относительно крупные сиалические плутоны. Одновременное образование скарнов и коровых карбонатитов может объяснять и типично скарновые минеральные ассоциации в карбонатитах, которые могут быть захвачены в области выплавления карбонатного расплава. Однако не обязательно «метасоматические» силикатные минералы и их агрегаты могут транспортироваться из зоны взаимодействия сиалических плутонов с карбонатными толщами. Они могут формироваться и на контакте карбонатитовых даек с силикатными комплексами. Только механизм их формирования будет кардинально отличаться от общепринятой модели скарнообразования, по которой воздействие флюидов, отделяющихся от кристаллизующихся сиалических интрузий, на вмещающие карбонатные толщи обуславливает весь спектр метасоматических минеральных ассоциаций [Korzhin-skii, 1970; Meinert, 1992]. В случае карбонатитов именно воздействие водонасыщенного карбонатного расплава на вмещающие силикатные породы будет приводить к появлению зон скарнирования на контактах, что и наблюдается в некоторых дайках Ольхонского террейна (см. рис. 6, б). И в том, и в другом случае взаимодействие двух контрастных по составу сред в присутствии водного флюида будет приводить к одинаковому результату. М. Аненбург [Anenburg, Mavrogenes, 2018; Anenburg, Walters, 2024] предложил называть такие скарны «антискарнами», чтобы обозначить их отличие от «классических» скарнов. Ну и третий вариант присутствия в коровых карбонатитах «метасоматических» минеральных ассоциаций заключается в их кристаллизации непосредственно из низкотемпературного (относительно мантийных карбонатитов) расплава и/или замещения первично-магматических минеральных ассоциаций метасоматическими при медленном остывании карбонатитовых тел в условиях продолжающейся циркуляции водно-карбонатных флюидов. Именно такой механизм был предложен Дж. Вуориненом и А. Скептоном [Vuorinen, Skelton, 2004] для объяснения «метасоматической минералогии» однозначно мантийных карбонатитов о. Альнё.

В пользу кристаллизации «скарновых» минералов из расплава может свидетельствовать строение одной из карбонатитовых даек Ольхонского террейна (см. рис. 2, Д; рис. 13). В раздуве дайки центральная часть сложена силикокарбонатитами с преобладанием силикатных минералов (коричнево-желтые на выветрелой поверхности) – клинопироксена, флогопита, скаполита, калишпата, титанита и рудного минерала. Краевые части представлены карбонатитами, в которых количество силикатных минералов не превышает 15 об. %. Силикокарбонатиты структурированы, что подчеркивается чередованием бедных и богатых силикатами полос, конформных контактам дайки. Совершенно очевидно, что центральная часть – это не захваченный и скарнированный фрагмент вмещающих амфиболитов, а новообразованная в процессе кристаллизации расплава структура.

Также очевидно, что к образованию скарновых ассоциаций не имеют отношения граниты или какие-либо еще сиалические магматические породы, отсутствующие в обозримом окружении. В обобщающей статье по мантийным и коровым карбонатитам С. Джин с соавторами [Jin et al., 2024b] предложили три варианта обстановки выплавления и внедрения коровых карбонатитовых расплавов (рис. 14). Первый вариант (рис. 14, а) отвечает модели Д. Ленца [Lentz, 1999], по которой формирование скарнов на контакте сиенитовой интрузии с карбонатной толщей сопровождается карбонатными выплавками и внедрением последних в верхние горизонты коры. Второй вариант (рис. 14, б) предполагает плавление карбонатов в нижней коре в результате анатексиса или регионального метаморфизма при воздействии глубинных флюидонасыщенных расплавов. И, наконец, третий вариант (рис. 14, в) соответствует плавлению карбонатных осадков, попадающих в зону субдукции. В силу малой распространенности карбонатных осадков на океанической плите этот вариант представляется менее вероятным. Субдукция симаунтов с карбонатными шапками в зону плавления тоже не слишком реальна, поскольку в таком случае происходит «закупорка» зоны субдукции с последующей эксгумацией субдуцирующих комплексов. Только субдукция сиалических блоков, в составе которых есть карбонатные осадки, могла бы приводить к выплавке коровых карбонатитов.

В предлагаемых моделях образования коровых карбонатитов не рассматриваются возможные геодинамические обстановки кроме субдукционного варианта. Этот аспект более отчетливо обозначен в статье [Wang et al., 2023], где принципиальное отличие мантийных и коровых карбонатитов заключается в том, что первые являются внутриплитными, проявленными в пределах кратонных блоков, в то время как коровые карбонатиты обнаружены только в орогенных поясах. На первый взгляд это не совсем так, поскольку коровые карбонатиты обнаружены и в пределах кратонных блоков [Wan et al., 2008; Yang et al., 2012; Santos et al., 2013; Hegner et al., 2020; Wu et al., 2022;

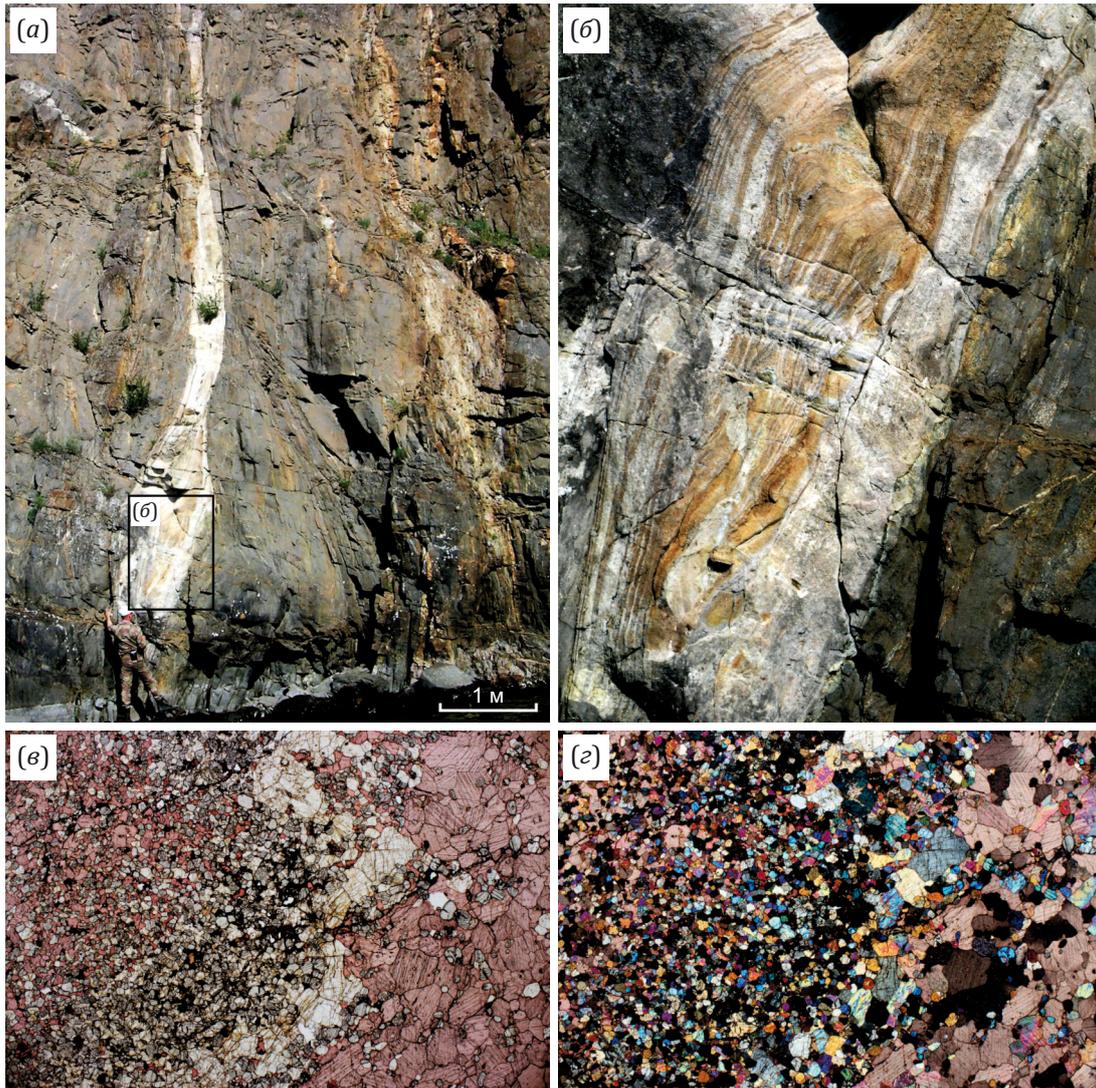


Рис. 13. Дайка коровых кальцитовых карбонатитов с «ядром» силикокарбонатитов. (а) – общий вид дайки; (б) – увеличенный фрагмент дайки; (в, г) – фотография шлифа из зоны контакта карбонатита и силикокарбонатита в проходящем (в) и поляризованном (г) свете. Размер поля 9.0×5.8 мм. Минеральная ассоциация – кальцит, клинопироксен, флогопит, скаполит, калишпат, титанит, рудный минерал.

Fig. 13. Dyke of crustal calcic carbonatite with a silicocarbonatite "core". (a) – general view; (b) – enlarged fragment; (в, г) – microphotographs of the carbonatite-silicocarbonatite contact, in plane polarized (в) and cross polarized (г) light. Field size 9.0×5.8 mm. Mineral assemblage: calcite, clinopyroxene, phlogopite, scapolite, K-feldspar, titanite, metallic phase.

Wickramasinghe et al., 2024], однако внедрение карбонатитов происходило в период активного тектогенеза до окончательной кратонизации сиалических блоков. В случае же значительного временного отрыва образования коровых карбонатитов от процессов формирования и консолидации вмещающих комплексов (например [Wang et al., 2023; Wickramasinghe et al., 2024]) процессы карбонатитообразования проявлены в краевых частях кратонных блоков в результате процессов рифтогенеза.

Вариант плавления карбонатных пород в результате метаморфизма и анатексиса можно конкретизировать, опираясь на результаты изучения коровых карбонатитов Ольхонского террейна. Процессы высоко-

температурного метаморфизма в нижней и средней коре могут быть проявлены только в активной геодинамической обстановке (аккреция, коллизия, рифтогенез, внутриконтинентальное растяжение) [Sklyarov, 2001; Holder et al., 2019]. Ольхонский композитный террейн представляет собой фрагмент нижних горизонтов раннепалеозойской коллизионной зоны между Сибирским кратоном и Баргузинским микроконтинентом [Fedorovsky, Sklyarov, 2010]. На ранних стадиях косоугольного схождения Баргузинского микроконтинента с Сибирским кратоном происходила фронтальная коллизия с формированием надвиговых структур, утолщением и разогревом коры. На поздних стадиях коллизионного процесса проявился мощный сдвиговый

тектогенез, отвечающий по А.И. Ханчуку [Khanchuk, Ivanov, 1999; Grebennikov, Khanchuk, 2021] режиму скольжения литосферных плит. При таком режиме происходило внедрение мантийных базитовых расплавов в нижние части коры, обусловленное аномально горячей мантией или крупной низкоскоростной мантийной провинцией (Large Low Shear Velocity Province –

LLSVP) под структурами Саяно-Байкальской складчатой области, существование которой с венда до мезозоя предполагается В.В. Ярмолюком с соавторами [Yarmolyuk et al., 2013]. Это приводило к разогреву коры и плавлению силикатных и карбонатных комплексов (рис. 15). При интенсивно проявленных сдвиговых деформациях формировались локальные «пулл-апарт»

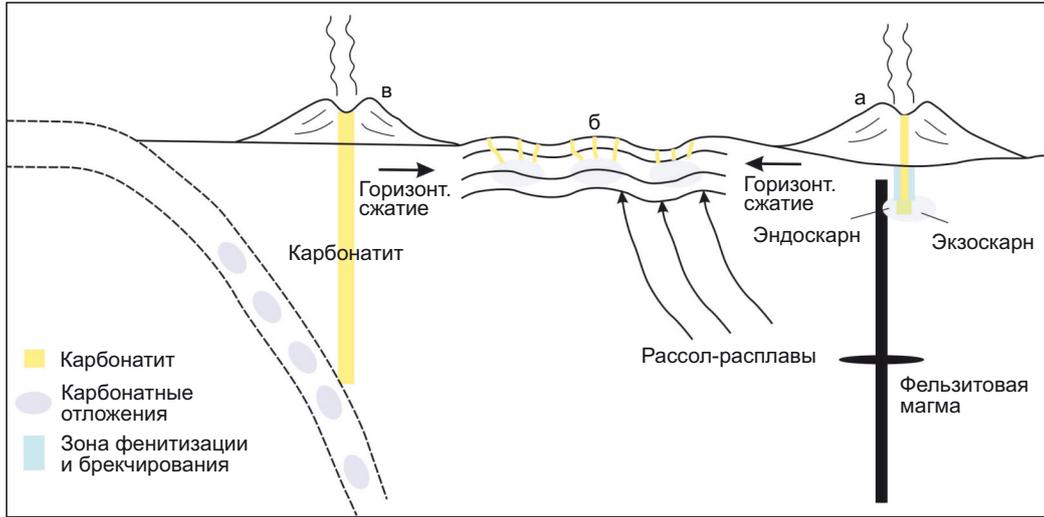


Рис. 14. Модели формирования коровых карбонатитов (по [Jin et al., 2024b]).

а – внедрение магм кисло-среднего состава, приводящее к прогреву и выделению большого количества водного флюида, что вызывает выплавление небольшого объема карбонатитовой магмы; б – карбонатиты в виде редких даек, образующиеся при анатексисе или региональном метаморфизме в нижней коре; в – выплавление карбонатитового расплава при частичном плавлении рециклированных осадочных карбонатов субдуктирующего слэба.

Fig. 14. Genetic diagram of crustal-derived carbonatite, after [Jin et al., 2024b].

а – primary sedimentary carbonate rocks are invaded by intermediate-acid magma while skarnification produces a large amount of water and heat that forms a small amount of carbonatite melt; б – some carbonatites are produced, as sporadic dykes, by anatexis or regional metamorphism at the lower-crust depths; в – carbonatites are produced by partial melting of recycled slab carbonate sediment.

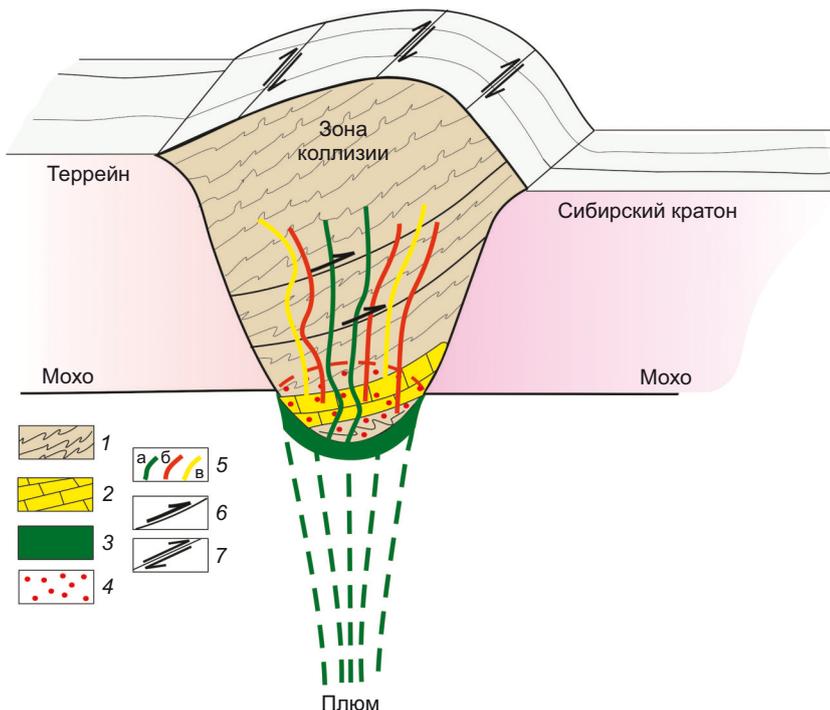


Рис. 15. Модель формирования коровых карбонатитов Ольхонского террейна на поздне-коллизийной стадии.

1 – силикатные метаморфические комплексы; 2 – мраморы; 3 – мантийный базитовый расплав; 4 – зона плавления силикатных и карбонатных метаморфических комплексов; 5 – дайки долеритов (а), гранитов (б), карбонатитов (в); 6 – надвиговые деформации; 7 – сдвиговые деформации.

Fig. 15. Genetic diagram of crustal-derived carbonatite of the Olkhon terrane at the late collisional stage.

1 – silicate metamorphic complexes; 2 – marble; 3 – underplated mantle mafic melt; 4 – zone of partial melting of silicate and carbonate metamorphic rocks; 5 – dolerite (a), granite (b), and carbonatite (v) dykes; 6 – thrusts; 7 – strike-slip faults.

структуры, обуславливающие внедрение гранитных и карбонатных выплавок, а также порций базитового расплава в верхние горизонты коры. По существу, такой режим соответствует позднеколлизийному растяжению коры.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение имеющихся материалов по коровым карбонатитам позволяет предложить следующее их определение: «Коровые карбонатиты – интрузивные породы, содержание карбонатов в которых превышает 50 %, а количество SiO_2 не превышает 20 мас. %, являющиеся продуктами кристаллизации расплава, образовавшегося в результате плавления первично-осадочных карбонатных пород в нижних частях земной коры».

Для коровых карбонатитов характерны:

1) проявление в виде дайковых тел, которые в метаморфических комплексах нередко интерпретируются в качестве слоев, протрузий или гидротермальных жил;

2) присутствие только в метаморфических комплексах с высокой степенью метаморфизма (гранулитовая фация), что не исключает их транспортировку на уровень амфиболитовой фации;

3) присутствие силикатных минералов, более характерных для метасоматических образований, что обусловлено специфическим составом породы и взаимодействием карбонатов с силикатами в процессе остывания системы;

4) изотопно-геохимические параметры, либо соответствующие осадочным карбонатам, либо являющиеся промежуточными между осадочными карбонатами и мантийными карбонатитами;

5) внедрение в процессах активного сдвигового тектогенеза (например [Sklyarov et al., 2013, 2022]) или постколлизийного растяжения (например [Liu et al., 2006]).

Необходимыми условиями для коровых карбонатных выплавок являются:

- присутствие осадочных карбонатных пород в нижних частях земной коры;
- поступление значительных количеств водного флюида в зону магмогенерации;
- внедрение в нижние части коры мантийных базитовых расплавов (андерплейтинг), обеспечивающих достаточный для плавления карбонатов прогрев;
- активная тектоническая обстановка (сдвиговый тектогенез, рифтогенез, постколлизийное растяжение) для поступления порций карбонатитового расплава в верхние части коры.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны О.А. Складовой и И.Г. Барашу за помощь в оформлении иллюстраций к статье и искренне признательны рецензентам Т.Б. Колотилиной и И.Р. Прокопьеву за конструктивные замечания и предложения.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Anenburg M., Mavrogenes J.E., 2018. Carbonatitic Versus Hydrothermal Origin for Fluorapatite REE-Th Deposits: Experimental Study of REE Transport and Crustal "Antiskarn" Metasomatism. *American Journal of Sciences* 318 (3), 335–366. <https://doi.org/10.2475/03.2018.03>.

Anenburg M., Walters J.B., 2024. Metasomatic Ijolite, Glimmerite, Silicocarbonatite, and Antiskarn Formation: Carbonatite and Silicate Phase Equilibria in the System $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2-\text{CO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 179, 40 <https://doi.org/10.1007/s00410-024-02109-0>.

Barnes C.G., Prestvik T., Sundvoll B., Surratt D., 2005. Pervasive Assimilation of Carbonate and Silicate Rocks in the Hortavaer Igneous Complex, North-Central Norway. *Lithos* 80 (1–4), 179–199. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.002>.

Bell K., 2005. Carbonatites. In: R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer (Eds), Vol. 3. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, p. 217–233.

Bell K., Tilton G.R., 2002. Probing the Mantle: The Story from Carbonatites. *Eos* 83 (25), 273–277. <https://doi.org/10.1029/2002EO000190>.

Brooker R.A., Kjarsgaard B.A., 2011. Silicate–Carbonate Liquid Immiscibility and Phase Relations in the System $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{CO}_2$ at 0.1–2.5 GPa with Applications to Carbonatite Genesis. *Journal of Petrology* 52 (7–8), 1281–1305. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq081>.

Carter L.B., Dasgupta R., 2016. Effect of Melt Composition on Crustal Carbonate Assimilation: Implications for the Transition from Calcite Consumption to Skarnification and Associated CO_2 Degassing. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17 (10), 3893–3916. <https://doi.org/10.1002/2016GC006444>.

Dolenec M., Serafimovski T., Daneu N., Dolenec T., Smuc N.R., Vrhovnik P., Lojen S., 2015. The Case of the Carbonatite-Like Dyke of the Madenska River Complex at the Kriva Lakavica Section in the Republic of Macedonia: Oxygen and Carbon Isotopic Constraints. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24 (6), 627–639. <https://doi.org/10.3906/yer-1502-28>.

Doroshkevich A., Sklyarov E., Starikova A., Vasiliev V., Ripp G., Izbrodin I., Posokhov V., 2017. Stable Isotope (C, O, H) Characteristics and Genesis of the Tazheran Brucite

Marbles and Skarns, Olkhon Region, Russia. *Mineralogy and Petrology* 111, 399–416. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0477-8>.

Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D., 2015. Low Melting Temperature for Calcite at 1000 Bars on the Join $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ – Some Geological Implications. *Terra Nova* 27 (5), 364–369. <https://doi.org/10.1111/ter.12168>.

Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J., 1986. Calcite and Dolomite Without Portlandite at a New Eutectic in $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ with Applications to Carbonatites. In: *Morphology and Phase Equilibria of Minerals. Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association (September 19–25, 1982, Varna)*. Bulgarian Academy of Science, Sofia, Bulgaria, p. 313–322.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., 2010. The Olkhon Geodynamic Proving Ground (Lake Baikal): High-Resolution Satellite Data and Geological Maps of New Generation. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 331–418 (in Russian) [Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0026>.

Fershtater G.B., Pushkarev E.V., 1988. Carbonate Rocks in the Kempirsai–Khabarny Complex, the South Urals. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 12, 27–37 (in Russian) [Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1988. № 12. С. 27–37].

Floess D., Baumgartner L.P., Vonlanthen P., 2015. An Observational and Thermodynamic Investigation of Carbonate Partial Melting. *Earth and Planetary Science Letters* 409, 147–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.031>.

Gaeta M., Di Rocco T., Freda C., 2009. Carbonate Assimilation in Open Magmatic Systems: The Role of Melt-Bearing Skarns and Cumulate-Forming Processes. *Journal of Petrology* 50 (1), 361–385. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp002>.

Ganino C., Arndt N.T., Chauvel C., Jean A., Athurion C., 2013. Melting of Carbonate Wall Rocks and Formation of the Heterogeneous Aureole of the Panzhihua Intrusion, China. *Geoscience Frontiers* 4 (5), 535–546. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.01.012>.

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., 2021. Pacific-Type Transform and Convergent Margins: Igneous Rocks, Geochemical Contrasts and Discriminant Diagrams. *International Geology Review* 63 (5), 601–629. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>.

Hegner E., Rajesh S., Willbold M., Müller D., Joachimski M., Hofmann M., Linnemann U., Zieger J., Pradeepkumar A.P., 2020. Sediment-Derived Origin of the Putative Munnar Carbonatite, South India. *Journal of Asian Earth Sciences* 200, 104432. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104432>.

Holder R.M., Viète D.R., Brown M., Johnson T.E., 2019. Metamorphism and the Evolution of Plate Tectonics. *Nature* 572, 378–381. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1462-2>.

Humphreys-Williams E.R., Zahirovic S., 2021. Carbonatites and Global Tectonics. *Elements* 17 (5), 339–344. <https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.339>.

Iacono Marziano G., Gaillard F., Pichavant M., 2008. Limestone Assimilation by Basaltic Magmas: An Experimental Re-Assessment and Application to Italian Volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 719–738. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0267-8>.

Jin C., Cheng Z., Zhang Z., Hou T., Xu L., 2024a. Petrogenesis of the Wushi Carbonatites in the Northwestern Tarim Basin: Implications to Deep Carbon Recycling. *Lithos* 464–465, 107448. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107448>.

Jin C., Zhang Z., Cheng Z., 2024b. Carbonatite and Related Mineralization: An Overview. In: R. Pandey, A. Pandey, L. Krmíček, C. Cicciniello, D. Müller (Eds), *Alkaline Rocks: Economic and Geodynamic Significance Through Time*. Geological Society of London Special Publications 551. <https://doi.org/10.1144/SP551-2024-51>.

Keller J., Hoefs J., 1995. Stable Isotope Characteristics of Recent Natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: K. Bell, J. Keller (Eds), *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 113–123. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6_9.

Khanchuk A.I., Ivanov V.V., 1999. Meso-Cenozoic Geodynamic Settings and Gold Mineralization of the Russian Far East. *Russian Geology and Geophysics* 40 (11), 1607–1617.

Korzhinskii D.S., 1970. *Theory of Metasomatic Zoning*. Clarendon Press, Oxford, 162 p.

Le Bas M.J., Babttat M.A.O., Taylor R.N., Milton J.A., Windley B.F., Evins P.M., 2004. The Carbonatite-Marble Dykes of Abyan Province, Yemen Republic: The Mixing of Mantle and Crustal Carbonate Materials Revealed by Isotope and Trace Element Analysis. *Mineralogy and Petrology* 82, 105–135. <https://doi.org/10.1007/s00710-004-0056-2>.

Le Maitre R.W. (Ed.), 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 251 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.

Lentz D.R., 1998. Late-Tectonic U-Th-Mo-REE Skarn and Carbonatitic Vein-Dyke Systems in the Southwestern Grenville Province: A Pegmatite-Related Pneumatolytic Model Linked to Marble Melting. In: D.R. Lentz (Ed.), *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*. Vol. 26. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, p. 519–657.

Lentz D.R., 1999. Carbonatite Genesis: A Reexamination of the Role of Intrusion-Related Pneumatolytic Skarn Processes in Limestone Melting. *Geology* 27 (4), 335–338. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0335:CGAROT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0335:CGAROT%3E2.3.CO;2).

Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D., 2006. Carbonatite-Like Dykes from the Eastern Himalayan Syntaxis: Geochemical, Isotopic, and Petrogenetic Evidence for Melting

of Metasedimentary Carbonate Rocks Within the Orogenic Crust. *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (1), 105–120. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.10.003>.

Meinert L.D., 1992. Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada* 19 (4), 145–162.

Mitchell R.H., 2005. Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist* 43 (6), 2049–2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>.

Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P., 2010. Carbonate Assimilation in Magmas: A Reappraisal Based on Experimental Petrology. *Lithos* 114 (3–4), 503–514.

Proskurnin V.F., Petrov O.V., Gavrish A.V., Paderin P.G., Mozoleva I.N., Petrushkov B.S., Bagaeva A.A., 2010. The Early Mesozoic Carbonatite Zone of Taimyr Peninsula. *Lithosphere* 3, 95–102 (in Russian) [Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В., Падерин П.Г., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С., Багаева А.А. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102].

Roberts D., Zwaan K.B., 2007. Marble Dykes Emanating from Marble Layers in an Amphibolite-Facies, Multiply-Deformed Carbonate Succession, Troms, Northern Norway. *Geological Magazine* 144 (5), 883–888. <https://doi.org/10.1017/S0016756807003810>.

Santos R.V., dos Santos E.J., de Souza Neto J.A., Carmo L.C.M., Sial A.N., Mancini L.H., de Lira Santos L.C.M., do Nascimento G.H., Mendes L.U.S., Anastácio E.M.F., 2013. Isotope Geochemistry of Paleoproterozoic Metacarbonates from Itatuba, Borborema Province, Northeastern Brazil: Evidence of Marble Melting Within a Collisional Suture. *Gondwana Research* 23 (1), 380–389. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.04.010>.

Sklyarov E.V. (Ed.), 2001. *Metamorphism and Tectonics*. Textbook. Intermet Engineering, Moscow, 216 p. (in Russian) [Метаморфизм и тектоника: Учебное пособие / Ред. Е.В. Скляров. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.].

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Levitsky V.I., Sal'nikova E.B., Starikova A.E., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Fedoseenko A.M., 2009. Carbonatites in Collisional Settings and Pseudo-Carbonatites of the Early Paleozoic Ol'khon Collisional System. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1091–1106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.008>.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., 2013. Carbonate and Silicate-Carbonate Injection Complexes in Collision Systems: The West Baikal Region as an Example. *Geotectonics* 47 (3), 180–196. <https://doi.org/10.1134/S0016852113020064>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Kanakin S.V., 2021. Pyroxenite as a Product of Mafic-Carbonate Melt Interaction (Tazheran Massif, West Baikal Area, Russia). *Minerals* 11 (6), 654. <https://doi.org/10.3390/min11060654>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kotov A.B., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., 2020. Regional, Contact Metamorphism, and Autometamorphism of the Olkhon Terrane (West Baikal

Area). *Petrology* 28, 47–61. <https://doi.org/10.1134/S0869591120010051>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2022. Marble Dikes in the Olkhon Composite Terrane (West Baikal Area). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (5), 0667 (in Russian) [Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Дайки мраморов и кальцифиров Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье, Россия). Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 5. 0667]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0667>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Semenova D.V., 2024. Assimilation of Carbonates by Mafic Magma: Fassaites Gabbro of the Olkhon Terrane (Western Baikal Region). *Doklady Earth Sciences* 519, 1860–1867. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24603055>.

Su B.-X., Wang S.-Y., Dharmapriya P.L., Wang J., Malviarachchi S.P.K., Yang K.-F., Fan H.-R., 2024a. Crustal Anatectic Origin of the Pegmatitic Carbonate Rocks in the Proterozoic Highland Complex, Sri Lanka. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 179, 96. <https://doi.org/10.1007/s00410-024-02178-1>.

Su B.-X., Wang S.-Y., Wang J., Fan H.-R., 2024b. Crustal-Derived Versus Mantle-Derived Carbonatites. *Lithos* 488–489, 107826. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107826>.

Vuorinen J.H., Skelton A.D.L., 2004. Origin of Silicate Minerals in Carbonatites from Alnö Island, Sweden: Magmatic Crystallization or Wall Rock Assimilation? *Terra Nova* 16 (4), 210–215. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x>.

Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J., 2008. Paleoproterozoic Crustally Derived Carbonate-Rich Magmatic Rocks from the Daqinshan Area, North China Craton: Geological, Petrographical, Geochronological and Geochemical (Hf, Nd, O and C) Evidence. *American Journal of Science* 308 (3), 351–378. <https://doi.org/10.2475/03.2008.07>.

Wang Ch., Foley S.F., Liu Y., Wang Y., Xu Y.-G., 2023. Origin of Carbonate Melts in Orogenic Belts by Anatexis of Downthrust Carbonate Sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 619, 18303. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118303>.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Watkinson D.H., Wyllie P.J., 1971. Experimental Study of the Composition Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaCO}_3\text{--H}_2\text{O}$ and the Genesis of Alkalic Rock-Carbonatite Complexes. *Journal of Petrology* 12 (2), 357–378. <https://doi.org/10.1093/petrology/12.2.357>.

Wickramasinghe W.A.G.K., Madugalla T.B.N.S., Athurupana B., Zhao L., Zhai M., Li X., Pitawala H.M.T.G.A., 2024. An Unusual Occurrence of Carbonatites Derived from the Crust in the UHT Granulite Facies Metamorphic Terrain of Sri Lanka. *Precambrian Researches* 450, 107502. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107502>.

Wu H., Zhu W., Ge R., 2022. Evidence for Carbonatite Derived from the Earth's Crust: The Late Paleoproterozoic

Carbonate-Rich Magmatic Rocks in the Southeast Tarim Craton, Northwest China. *Precambrian Research* 369 (5), 106425. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106425>.

Wyllie P.J., Tuttle O.F., 1960. The System CaO-CO₂-H₂O and the Origin of Carbonatites. *Journal of Petrology* 1 (1), 1–46. <https://doi.org/10.1093/petrology/1.1.1>.

Yang J.Q., Wan Y.S., Liu Y.S., Xin H.T., Zhang S.R., Li M.Z., 2012. Discovery of Paleoproterozoic Crustally Derived Carbonatite in the Northern Altyn Tagh. *Earth Science* 37 (5), 929–936. DOI: 10.3799/dqkx.2012.101.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Vorontsov A.A., 2013. West Pacific-Type Convergent Boundaries and Their Role in the Formation of the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics* 54 (12), 1427–1441. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.012>.

Yaxley G.M., Brey G.P., 2004. Phase Relations of Carbonate-Bearing Eclogite Assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: Implications for Petrogenesis of Carbonatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 606–619. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0517-3>.