

Лерцолитовые массивы Крака (Южный Урал): геохимия, геохронология, генезис, геодинамика

Ю. Л. Ронкин, И. С. Чашухин

Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, г. Екатеринбург
y-ronkin@mail.ru
chashchukhin@igg.uran.ru

Аннотация

В развитие изучения лерцолитов массива Северный Крака, входящего в состав крупнейшего (более 900 км²) лерцолитового аллохтона (сложенного островодужными и океаническими комплексами, надвинутыми с восточного склона Урала на батиальные и шельфовые отложения пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы), представлены REE ID-ICP-MS, ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS результаты, свидетельствующие о плавлении уже истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник с параметрами, подобными MORB. Сравнение имеющихся на сегодня геохимических и геохронологических сигнатур массивов Крака с аналогичными материалами Центральной и Западной Европы дает возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманиды с кадомидами, что в конечном итоге на основании глобальных реконструкций континентов для конца протерозоя санкционирует выдвижение гипотезы о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны.

Ключевые слова:

лерцолиты массивов Крака (Южный Урал), REE ID-ICP-MS, Sr-Nd ID-TIMS изотопная систематика, кадомский ороген

Введение

В соответствии с имеющимися представлениями, лерцолит (lherzolite, Lherzolith, lherzolite, lherzolita), именуемый от названия р. Эр (Hers), или Лер (Lherz), протекающей во французских Пиренеях, является крупнокристаллической глубинной магматической горной породой ультраосновного состава нормального ряда из семейства перидотитов, сложенной оливином (от 40 до 90 % массы породы), ромбическим (10–50 %) и моноклинным (10–50 %) пироксенами, с примесью роговой обманки (до 5 %). Лерцолиты широко распространены по земному шару, в том числе в ассоциации с другими ультраосновными породами в складчатых областях, характеризуя основной компонент литосферы ниже раздела Мохоровичича, в свою очередь

The Kraka lherzolite massifs (Southern Urals): geochemistry, geochronology, genesis, geodynamics

Yu. L. Ronkin, I. S. Chashchukhin

Institute of Geology and Geochemistry named after academician A. N. Zavaritskiy of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg
y-ronkin@mail.ru
chashchukhin@igg.uran.ru

Abstract

The study on lherzolites of the North Kraka massif, which is part of the largest (more than 900 km²) lherzolite allochthon (composed of island-arc and oceanic complexes thrust from the eastern slope of the Urals onto bathyal and shelf deposits of the passive continental margin of the East European Platform), contains REE ID-ICP-MS, ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr and ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS results indicating melting of the already depleted protolith, which can be identified as a mantle source with parameters similar to MORB. Comparison of the currently available geochemical and geochronological signatures of the Kraka massifs with the similar materials from Central and Western Europe allows to correlate the structures of Timanides with Cadomids formed as a result of this folding phase, which ultimately, based on global reconstructions of the continents for the end of the Proterozoic, authorize the hypothesis of the Cadomian orogen existence on the periphery of Gondwana.

Keywords:

lherzolite from the Kraka massif (Southern Urals), REE ID-ICP-MS, Sr-Nd ID-TIMS isotope systematics, Cadomian orogen

маркирующего нижнюю границу земной коры и мантии соответственно. При этом наиболее существенные знания и свидетельства о принадлежности лерцолитов к глубинным зонам подконтинентальной мантии и декомпрессионном перемещении их из области высоких давлений в нижнюю кору были получены при исследованиях детально изученных массивов западного Средиземноморья [1, 2]. Тем не менее многие из типовых особенностей (ассоциация с нижнекоровыми гранулитами, высокотемпературные пластические деформации, присутствие высокотемпературных гранат-пироксеновых обособлений и др.), выявленных при изучении массивов Бени-Бушера (Beni Bouchera, Марокко) и Ронда (Ronda, Испания), обнару-

живаются в перидотитовых массивах и других орогенных поясах. К этому формационному типу, помимо массивов Лерц (Lherz) и других Северо-Пиренейской зоны, Финеро (Finero) и Ланцо (Lanzo) в Западных Альпах [1, 2], принадлежат гранатовые перидотиты Западного гнейсового региона Норвегии [2].

Что касается Уральского складчатого пояса, то подобными объектами можно считать массивы Крака (рис. 1), расположенные на западном склоне Южного Урала. Первые геологические исследования в пределах массивов проводились в 60-х гг. XIX в. и были направлены на поиски и разработку хромитовых месторождений. Результаты этих работ сохранились фрагментарно. Следующий этап изучения, начавшийся в 1930-х гг. (в результате чего было открыто большинство из известных хромитовых проявлений и месторождений) и продолжающийся до настоящего времени, связан с многочисленным списком имен, а количество публикаций по массивам Крака, к примеру, на сайте elibrary.ru, достигает 1252. Тем не менее возраст, генетическая сторона и геодинамическая позиция массивов

до сих пор являются предметом споров и разночтения. В общепринятых представлениях по комплексу геологических и минералого-геохимических данных образование массивов Крака связывается с верхней мантией либо в рамках континентально-рифтогенной структуры [3], либо пассивной континентальной окраины [4].

Фокусируясь на изученности массивов Крака методами изотопной геологии, которые, как известно, дают возможность получать информацию о возрасте, разнообразных аспектах эволюции нашей планеты, ее ранней аккреции; формировании коры, дифференциации мантии, эволюции системы кора-мантия, генетических аспектах и т.д., следует отметить более чем ограниченный объем этих исследований [5-7], в связи с чем актуальность настоящей работы не вызывает сомнений.

Геологическое положение и краткое описание строения Кракинского аллохтона и массивов Крака

Согласно имеющимся представлениям [8], Уральский складчатый пояс состоит из нескольких литотектониче-

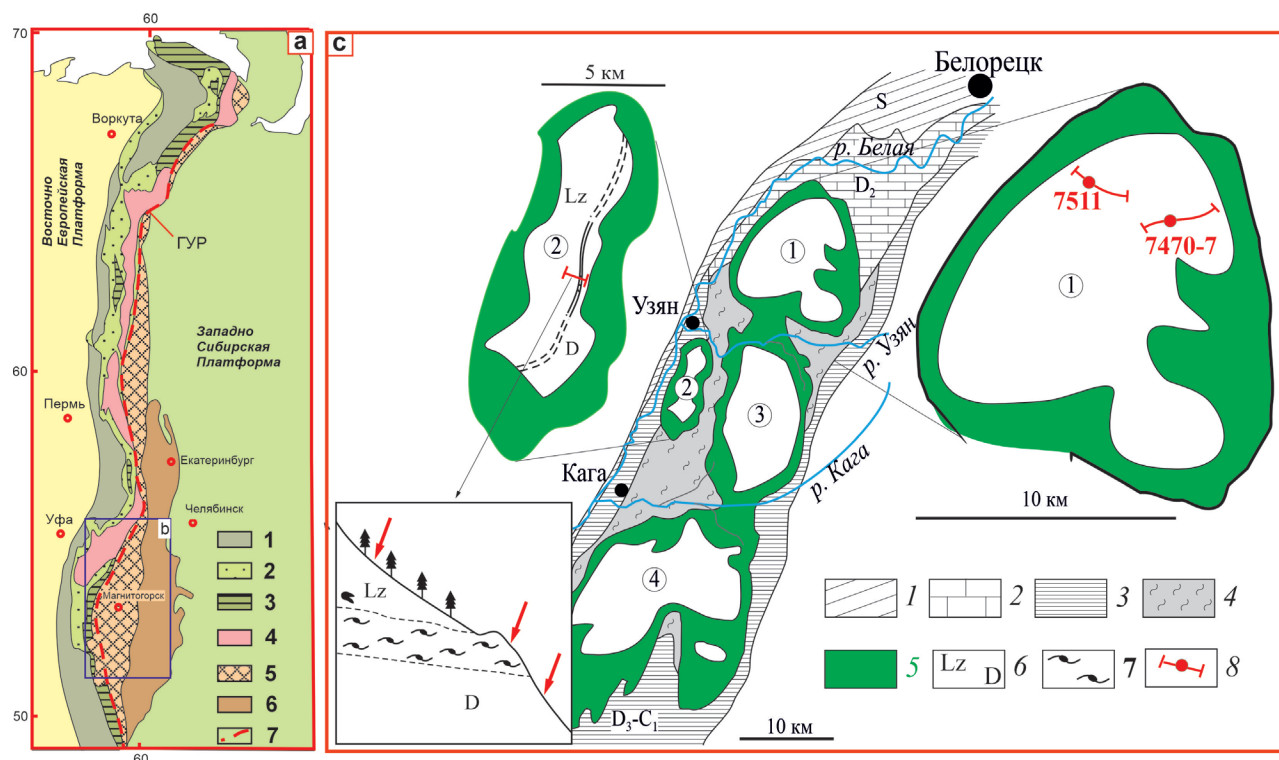


Рисунок 1. Схемы [6, 9] с дополнениями: (а) литотектонических зон Уральского складчатого пояса; (б) локализации объектов; (с) строения Кракинского аллохтона и массивов Крака.

Условные обозначения: а) 1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западно-Уральские шельфовые отложения; 3 – Западно-Уральские батинальные отложения; 4 – Центрально-Уральская зона; 5 – Тагило-Магнитогорская зона; 6 – Восточно-Уральская зона; 7 – Главный Уральский разлом; 8 – профили мест отбора образцов для датирования U-Pb SHRIMP-II и ¹⁴⁷Sm-¹⁴⁴Nd ID-TIMS методами изотопной геологии. Цифрами в кружках обозначены массивы Кракинской группы: 1 – Северный, 2 – Узыанский, 3 – Средний, 4 – Южный Крака. Стрелками во вставке (левая нижняя часть рисунка) обозначены места отбора проб, из которых были выделены цирконы для U-Pb SHRIMP-II датирования.

Figure 1. Sketch-maps [6, 9] with additions: (a) lithotectonic zones of the Ural fold belt; (b) localization of objects; (c) structure of the Kraka allochthon and the Kraka massifs.

Symbols: a) 1 – Pre-Ural marginal trough; 2 – West-Ural shelf deposits; 3 – West-Ural bathyal deposits; 4 – Central Ural zone; 5 – Tagil-Magnitogorsk zone; 6 – East-Ural zone; 7 – Main Ural fault; 8 – profiles of sampling sites for U-Pb SHRIMP-II and ¹⁴⁷Sm-¹⁴⁴Nd ID-TIMS dating using isotope geology methods. Figures in circles indicate the massifs of the Kraka group: 1 – Northern, 2 – Uzyansky, 3 – Middle, 4 – Southern Kraka. Arrows in the inset (left lower part of the figure) indicate the sampling sites where zircons were extracted for U-Pb SHRIMP-II dating.

ских зон (Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская, Центрально-Уральская, зона Главного Уральского разлома, Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская), сменяющих друг друга в направлении от восточной окраины Восточно-Европейской платформы до мезозойского осадочного чехла Западно-Сибирской платформы, перекрывающего восточную часть складчатого пояса.

Массивы Северный, Средний и Южный Крака (рис. 1) представляют собой расчлененный аллохтон и расположены в северной, осевой части крупной синформной тектонической структуры (длина ~300 км, ширина до 50 км) – Зилаирского синклинория, который, в свою очередь, на северо-западе граничит с Башкирским антиклинорием, сложенным рифейскими толщами. Южная часть Зилаирского синклинория надвинута на Предуральский краевой прогиб, выполненный позднепалеозойскими отложениями. На востоке Зилаирский синклинорий контактирует с Уралтауским поднятием метаморфических толщ.

Породы, подстилающие ультрамафиты массивов Крака, представлены терригенно-кремнистыми, карбонатными и вулканогенными толщами с возрастным диапазоном ранний карбон–ранний ордовик и относятся к двум фациальным комплексам – шельфовому и батинальному. Массивы разделены и подстилаются серпентинитовым меланжем с блоками преимущественно эффузивов основного состава. Ультрамафиты представлены гарцбургит-шпинель-лерцолитовыми сериями с разным соотношением лерцолитов и гарцбургитов и подчиненными им амфиболовыми и плагиоклазовыми разностями, а также дунитами и пироксенитами, включая гранатсодержащие. Контакты с вмещающими породами тектонические и сложены преимущественно хризотил-лизардитовыми серпентинитами. Структура пород порфирикластическая и представлена порфирикластами ортопироксена (размером до 8 мм), оливина, клинопироксена (в лерцолитах) и хромшпинели (все до 2–3 мм) и окружающим их мелкозернистым (0.п–0.0п мм) агрегатом неомасов этих же минералов и амфибола. Плагиоклаз развит в основном вокруг хромшпинели. Контакты между лерцолитами и гарцбургитами постепенные, свидетельствующие об их принадлежности к единому комплексу с разной степенью частичного плавления.

Существует мнение [3, 4], что на Южном Урале к лерцолитовому типу, помимо Крака, относятся также массивы Нурали и Миндяк [6, 9].

Материалы и методы

В рамках настоящей работы использовались образцы шпинелевых лерцолитов 7511 и 7470-7, наименее известных из известных на Урале [7], отобранные в северной части массива Северный Крака (рис. 1, с, позиция 2, обрменная кружком).

Химические и модальные составы (мас. %): **образец 7511.** SiO₂=46.02; TiO₂=0.14; V₂O₃=0.001; Al₂O₃=3.35; Cr₂O₃=0.47; FeO*=6.98; MnO=0.12; MgO=40.21; NiO=0.28; CaO=2.71; Na₂O=0.07; K₂O=0.01. Минеральный состав: Crx=10; Орх=28; Ол=57. **Образец 7470-7.** SiO₂=46.23; TiO₂=0.05; V₂O₃=0.01; Al₂O₃=2.21; Cr₂O₃=0.45; FeO*=7.49; MnO=0.12; MgO=41.51; NiO=0.12;

CaO=1.94; Na₂O=0.02; K₂O=0.01. Минеральный состав: Crx=8; Орх=32; Ол=60.

Изученные разности сложены шпинелевыми лерцолитами, испытывавшими последовательные этапы высокотемпературных пластических и хрупких деформаций. Первые выражены в форме волнистого погасания оливинов и орто- и клинопироксенов, а также изгиба линий спайности и пластинчатых ламелей распада. Хрупкие деформации привели к формированию ясно представленной порфирикластической структуры. Размеры порфирикластов достигают 3 мм в ортопироксене, 2 мм в клинопироксене и 1.5 мм в хромшпинели. В ходе хрупких деформаций оливин, как наименее устойчивый минерал, дробился сильнее: максимальный размер его порфирикластов не превышает 0.7 мм. Ламели распада в порфирикластах ортопироксена сложены клинопироксеном, в порфирикластах клинопироксена – ортопироксеном.

Необласты являются продуктом дробления и перекристаллизации порфирикластов и представлены тонким агрегатом гранобластовых зерен орто- и клинопироксенов, оливина и хромшпинели без признаков пластических деформаций. Размер зерен неомасов на 1–2 порядка меньше размера порфирикластов, что свидетельствует, вероятно, о высокой скорости хрупких деформаций.

Пробоподготовка

Образец лерцолита 7470-7 (порода в целом) подвергался стандартной процедуре дробления и пробоподготовки для аналитических процедур.

Для пробы 7511 измельченный препарат просеивали через сита 350 и 250 мкм для предварительного выделения Орх, а также Crx, после чего соответствующие концентраты чистили ультразвуком в тридистиллированной воде. После магнитной сепарации минеральные зерна Орх и Crx отбирали вручную с помощью бинокулярного микроскопа. Далее каждая из монофракций была разделена на две части: первая, а также порода, была последовательно подвергнута кислотному выщелачиванию (Acid Leaching, AL) с помощью кислот: 5М HCl при температуре 125 °С в течение ~8 ч, далее в горячей (100 °С) 7М HNO₃ для растворения осадка, и, наконец, на финише осуществляли промывку тридистиллированной водой. Вторая часть минералов и породы не подвергалась воздействию кислотами.

Весовые соотношения в результате пробоподготовки образца лерцолита 7511 приведены в табл. 1. Более подробные сведения об AL процедурах, примененных в том числе для лерцолитов массива Ронда (Испания), можно обнаружить в статье [10].

Аналитические процедуры

Определение содержаний REE в лерцолите выполнялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением кислотного разложения смеси исходного образца со смешанным трассером ¹³⁸La+¹⁴²Ce+¹⁴⁵Nd+¹⁴⁹Sm+¹⁵³Eu+¹⁵⁷Gd+¹⁶¹Dy+¹⁶⁸Er+¹⁷¹Yb+¹⁷⁶Lu, ионообменной хроматографии и последующего анализа с помощью секторного (SF) масс-спектрометра (HR/ICP-MS) Element2. Контроль точности и воспроизводимости измерений кон-

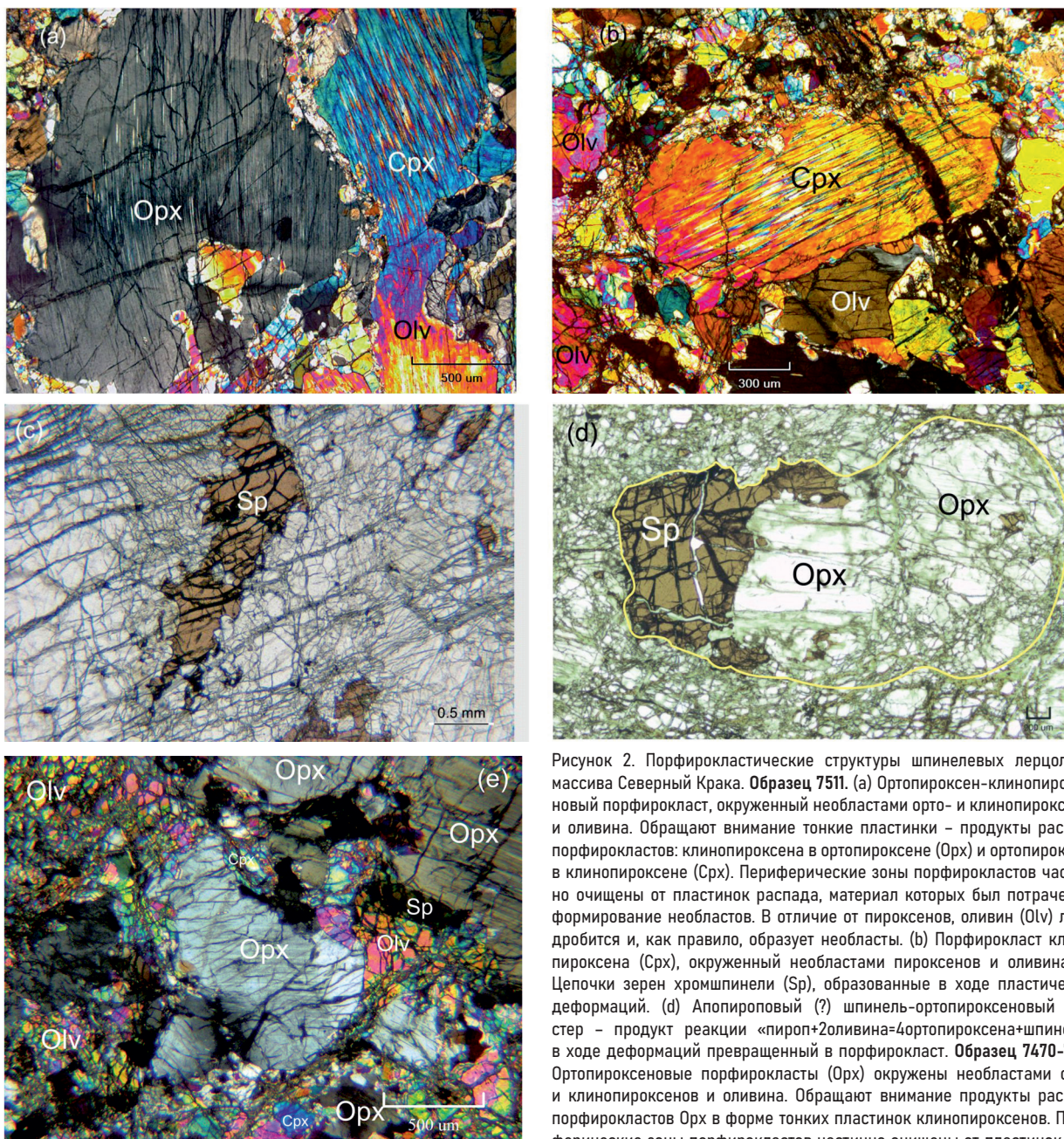


Рисунок 2. Порфирикластические структуры шпинелевых лерцолитов массива Северный Крак. **Образец 7511.** (а) Ортопироксен-клинопироксеновый порфирикласт, окруженный необластами орто- и клинопироксенов и оливина. Обращают внимание тонкие пластинки – продукты распада порфирикластов: клинопироксена в ортопироксене (Opх) и ортопироксена в клинопироксене (Cpx). Периферические зоны порфирикластов частично очищены от пластинок распада, материал которых был потрачен на формирование необластов. В отличие от пироксенов, оливин (Olv) легко дробится и, как правило, образует необласты. (b) Порфирикласт клинопироксена (Cpx), окруженный необластами пироксенов и оливина. (c) Цепочки зерен хромшпинели (Sp), образованные в ходе пластических деформаций. (d) Апопироповый (?) шпинель-ортопироксеновый кластер – продукт реакции «пироп+2оливина=4ортопироксена+шпинель», в ходе деформаций превращенный в порфирикласт. **Образец 7470-7.** (e) Ортопироксеновые порфирикласты (Opх) окружены необластами орто- и клинопироксенов и оливина. Обращают внимание продукты распада порфирикластов Opх в форме тонких пластинок клинопироксенов. Периферические зоны порфирикластов частично очищены от пластинок рас-

пада, материал которых был потрачен на формирование необластов. В отличие от пироксенов, большая часть зерен оливина (Olv) легко дробится и, как правило, образует необласты.

Figure 2. Porphyroclastic structures of spinel hercynites of the Northern Kraka massif. **Sample 7511.** (a) Orthopyroxene-clinopyroxene porphyroclast surrounded by neoblasts of ortho- and clinopyroxenes and olivine. Remarkable are thin plates – decomposition products of porphyroclasts: clinopyroxene in orthopyroxene (Opх) and orthopyroxene in clinopyroxene (Cpx). The peripheral zones of porphyroclasts are partially cleared of decay plates, the material of which was spent on the formation of neoblasts. Unlike pyroxenes, olivine (Olv) is easily crushed and, as a rule, forms neoblasts. (b) Clinopyroxene porphyroclast (Cpx) surrounded by pyroxene and olivine neoblasts. (c) Chains of Cr-spinel (Sp) grains formed during plastic deformation. (d) Apyrope (?) spinel-orthopyroxene cluster is a reaction product of “pyrope + 2olivine=4orthopyroxene + spinel” transformed into porphyroclast during deformation. **Sample 7470-7.** (e) Orthopyroxene porphyroclasts (Opх) are surrounded by ortho- and clinopyroxene and olivine neoblasts. Remarkable are decay products of Opх porphyroclasts in form of thin clinopyroxene plates. The peripheral zones of porphyroclasts are partially cleared of decay plates, the material of which was spent on the formation of neoblasts. Unlike pyroxenes, most olivine (Olv) grains are easily crushed and tend to form neoblasts.

центраций REE осуществлялся путем анализа стандартного образца перидотита PCC-1. Детали аналитических процедур описаны в [11].

Анализ концентраций Rb, Sr, Sm, Nd и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ осуществляли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), предусматривающим кислотное разложение смеси исходного образца со смешанными спайками $^{85}\text{Rb}+^{86}\text{Sr}$,

$^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$, ионообменную хроматографию и последующий анализ результирующих реагентов с помощью мультиколлекторного твердофазного анализатора Triton (TIMS) в статическом режиме. Для оптимизации параметров изотопного разбавления производили предварительное измерение содержаний Rb, Sr, Sm и Nd методом HR/ICP-MS. Более подробное описание аналитических процедур приведено в [12].

Таблица 1
Весовые соотношения в результате AL пробоподготовки образца лерцолита 7511 массива Северный Крак [7]

Table 1
Weight ratios as a result of AL sample preparation of lherzolite sample 7511 from the Northern Kraka massif [7]

Материал	Необработанный материал	Кислотное выщелачивание		
	Навеска, г	Исходная навеска, г	Остаток после растворения, г	Ушло в раствор, г
Ортопироксен (Орх)	0.9	1.2283	1.1072	0.1211
Клинопироксен (Срх)	0.4	0.7483	0.4158	0.3325
Порода в целом (Wr)	1.0	2.3528	1.696	0.7832

Контроль точности и воспроизводимости измерений концентраций Sm (6.535 ± 0.032 , MSWD=1.4), Nd (28.55 ± 0.17 , MSWD=1.6), отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710242 ± 0.000026 , MSWD=0.98, n=88), (0.70800 ± 0.00002 , MSWD=0.85, n=84), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.13820 ± 0.00024 , MSWD=1.07), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512638 ± 0.00009 , MSWD=0.97), (0.511856 ± 0.000005 , MSWD=0.67, n=51) проводили путем анализа стандартов BCR-2 USGS, Eimer & Amend, SRM-987, La Jolla соответственно.

Результаты и их обсуждение

Спектры распределения REE шпинелевых лерцолитов Северного Крака в координатах «элемент – C_{Wr}/C_{Ch} », где C_{Wr} , C_{Ch} – концентрации элементов в породе в целом и хондрите соответственно, показаны на рис. 3, из которого следует, что изученные образцы характеризуются

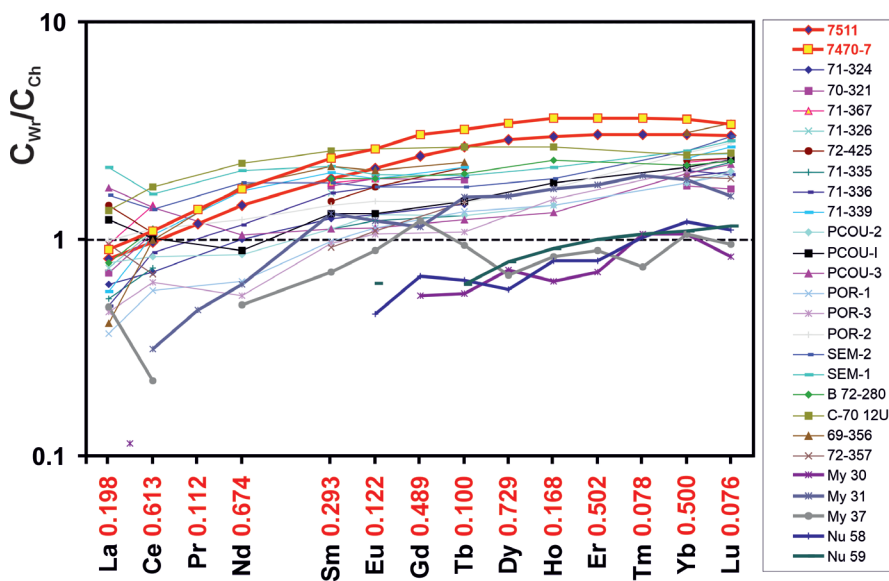


Рисунок 3. Спектры распределения REE в лерцолитах [7] с дополнениями. Тонкие цветные линии – классические лерцолиты восточных Пиреней, номера проб (71-324, ..., 72-357) соответствуют таковым из табл. 1А, 1В, 1С [13]. Красные утолщенные линии характеризуют спектры распределения REE образцов 7511 (синие ромбы) и 7470-7 (желтые квадраты), изученных в настоящей работе. Остальные утолщенные цветные линии – лерцолиты массивов Миндяк и Нурали, Южный Урал. Номера проб соответствуют таковым из табл. 1 [14]. C_{Wr} , C_{Ch} – концентрации REE в породе и хондрите соответственно. Коэффициенты нормализации указаны красными цифрами по оси абсцисс.

Figure 3. REE distribution patterns in lherzolites [7] with additions. Thin colored lines are classic lherzolites of the Eastern Pyrenees, sample numbers (71- 324, ..., 72-357) correspond to those in Tables 1A, 1B, 1C [13]. Red bold lines characterize the REE distribution spectra of samples 7511 (blue rhombs) and 7470-7 (yellow squares) studied in this work. The least bold colored lines are lherzolites of the Mindyak and Nurali massifs, Southern Urals. Sample numbers correspond to those in Table 1 [14]. C_{Wr} , C_{Ch} – REE concentrations in rock and chondrite, respectively. Normalization coefficients are indicated in red numbers on the x-axis.

обеднением цериевой части лантаноидов. Аномалий Ce и Eu не выявлено. Существует мнение [2], что такая форма распределения REE отражает процесс дифференциации вещества мантийного источника, обедненного легкими REE.

Для сравнения на этот же график нанесены спектры распределения РЗЭ орогенных лерцолитов восточных Пиреней, Lherz, Freychinede, Pic Couder, Porteteny, Sem, Bestiac [13], а также аналогичных пород из массивов Миндяк и Нурали, Южный Урал [14].

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопные ограничения

Результаты изучения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопных систем в шпинелевых лерцолитах 7511 и 7470-7 массива Северный Крак приведены в табл. 2, а графическая интерпретация этих данных представлена на рис. 4–6.

Размах осцилляции концентраций Sm, Nd в изученном образце породы в целом 7511, ортопироксене и клинопироксене, не подвергнутых кислотному выщелачиванию, определяется интервалами 0.149–0.227 ppm и 0.516–0.448 ppm соответственно, диапазоны наблюдаемых атомных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ идентифицируются значениями 0.1745–0.3058, 0.513014–0.513479 (или +7.4...+16.4 в единицах ϵ_{Nd}). Аналогичные параметры для разностей, испытавших воздействие кислот, демонстрируют сравнительное обогащение величин Sm, Nd [ppm], $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 1.40, 0.80, 1.13, 1.0002 до 1.68, 1.49, 1.75, 1.0011 соответственно (табл. 2), что значительно увеличивает «растяжку» положения фигуративных точек по осям координат эволюционной диаграммы (рис. 5). Использование программного обеспечения Isoplot/Ex ver. 3,6 [21] для $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопных сигнатур Wr, Орх, Срх позволяет выявить эрохронную зависимость (MSWD=2.6¹), определяющую возраст 542±33 млн лет. Единообраз-

¹ В первом приближении MSWD есть мера отношения наблюдаемого отклонения фигуративных точек (от аппроксимирующей линии регрессии) к ожидаемому разбросу (от наблюдаемых погрешностей и их корреляций). MSWD нельзя отождествлять с коэффициентом детерминации R^2 . Более того, MSWD не является мерой того, насколько сильно коррелируют значения X и Y по осям координат. Если присвоенные погрешности являются единственной причиной вариаций, величина MSWD будет иметь тенденцию быть близкой к единице. Значения MSWD, намного превышающие единицу, как правило, указывают либо на заниженные аналитические погрешности, либо на наличие «неаналитического» разброса, связанного с геохимической дисперсией. MSWD <1 обычно указывают на завышенные аналитические погрешности или на скрытые погрешности корреляции. Более подробно см. в [21].

$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ данные для шпинелевых лерцолитов 7511 [7] и 7470-7 массива Северный Крака

Таблица 2

$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data for spinel lherzolites 7511 [7] and 7470-7 of the Northern Kraka massif

Table 2

Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(545)$
7511 Wr	0.149	0.516	0.1745	0.0005	0.513014	0.000022	+7.4	+8.9
7511 Opх	0.0791	0.186	0.2568	0.0008	0.513331	0.000028	+13.6	+9.4
7511 Срх	0.227	0.448	0.3058	0.0009	0.513479	0.000019	+16.4	+8.9
7511 Wr _{AL}	0.249	0.752	0.2001	0.0006	0.513105	0.000023	+9.1	+8.9
7511 Opх _{AL}	0.133	0.277	0.2900	0.0009	0.513427	0.000024	+15.4	+8.9
*7511 Срх _{AL}	0.339	0.584	0.3509	0.0018	0.513637	0.000015	+19.5	+8.8
7511 Срх _{AL}	0.348	0.602	0.3494	0.0016	0.513648	0.000018	+19.7	+9.1
7470-7 Wr	0.520	1.00	0.3136	0.0016	0.513490	0.000022	16.7	+8.5

Примечание. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{7511} = 0.703021 \pm 0.000035$, $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.0$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{7470-7} = 0.703009 \pm 0.000031$, $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.2$. При расчете $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(545)$ использованы значения возраста 545 млн лет и характеристик UR, CHUR, DM: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ соответственно.

Note. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{7511} = 0.703021 \pm 0.000035$, $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.0$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{7470-7} = 0.703009 \pm 0.000031$, $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.2$. When calculating $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$, $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(545)$, we used the age values of 545 Ma and the UR, CHUR, DM characteristics: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, respectively.

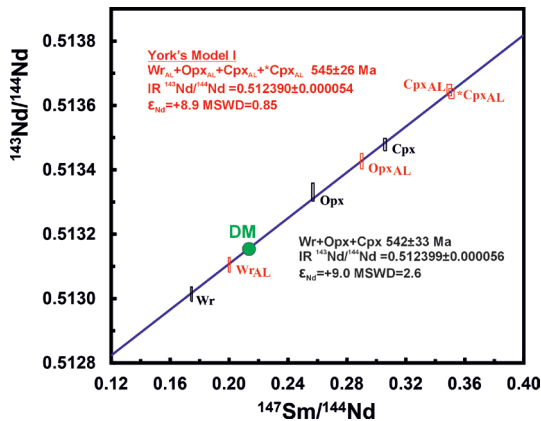


Рисунок 4. $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS эволюционная диаграмма для лерцолита 7511 массива Северный Крака [7]. Размеры прямоугольников пропорциональны погрешностям $\pm 2\sigma$ атомных соотношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Wr – порода в целом, Opх – ортопироксен, Срх – клинопироксен. Нижний индекс «AL» идентифицирует разности подвергнутых кислотному выщелачиванию. MSWD – Mean Square of Weighted Deviates. Параметры CHUR см. в примечании к табл. 2. DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$.

Figure 4. $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS evolution diagram for lherzolite 7511 of the Northern Kraka massif [7]. The sizes of the rectangles are proportional to $\pm 2\sigma$ errors of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atomic ratios. Wr – rock as a whole, Opх – orthopyroxene, Срх – clinopyroxene. The subscript «AL» identifies varieties that have been acid-leached, MSWD – Mean Square of Weighted Deviates. For CHUR parameters see Note for Table 2. DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$.

ные расчеты для Wr_{AL}, Opх_{AL}, Срх_{AL}, *Срх_{AL} (дубликат для оценки воспроизводимости) диагностируют наличие изохроны (MSWD=0.85, York's model I [21]) с возрастом 545 ± 26 млн лет и высоким значением инициального отношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512390 \pm 0.000054$ (рис. 5), соответствующим в рамках представлений относительно модельных резервуаров величине $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$. Примечательно положение фигуративной точки DM (depleted mantle) на диаграмме (рис. 5), практически удовлетворяющее линии регрессии/изохроне с тангенсом угла наклона 0.00357 (соответствующей возрасту 545 млн лет) и разницей между

значениями величин ординат между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(545)$ всего лишь 0.000007 (абс.), менее чем полученные $\pm 2\sigma$ погрешности (табл. 2).

Содержания Sm, Nd [ppm], значения $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в образце 7511 породы в целом 0.520, 1.00, 0.3136, 0.513490 значимо выше, в сравнении с лерцолитом 7511, тогда как величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для обеих проб практически тождественны (коэффициент вариации 0.0012 %).

Регрессионные параметры аппроксимирующей линии на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 4) приведены в табл. 3-4.

Возрастные ограничения

В соответствии с ранними представлениями 1960-х гг., приведенными в объяснительной записке к государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе, серия Южно-Уральская, лист N-40-XXII, «Тулан»; http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_N-40-XXII.pdf), возраст массивов Крака трактуется в широком диапазоне – от докембрийского до послераннекаменноугольного, тем не менее авторами по непонятной причине принят силурийский возраст ($\nu\sigma$, σ , $\Sigma\nu$ Ok).

В более современных работах [5, 6] на основании U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из массива Узянского Крака (рис. 1, с, позиция 2), выявлен еще более широкий диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов, превышающий 1800 млн лет (от PR₃ до J₁), а именно от 2037 ± 20 млн лет (цирконы лерцолита) до 196 ± 4 млн лет (цирконы дунита). Анализируя полученную U-Pb SHRIMP-II возрастную сигнатуру, авторы выделяют три этапа (NP₃, D₂-O₃ и J₁-C₁), делая вывод о том, что цирконы из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянского Крака представляют полигенно-полихронное сообщество, сосуществующие разновидности которого определяются длительностью эволюции пород, их прогрессивными-регрессивными изменениями. При этом постулируется отчетливая преемственность между всеми выделенными типами цирконов из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянский Крака. Интерпретируя полученные U-Pb SHRIMP-II результаты, авторы полагают, что исходные лерцолиты с минимальным возрастом 2037 млн лет испытывали термальные воздействия, обусловленные пульсационным функционированием мантийных плюмов, на протяжении всей позднекембрийской рифтогенной предыстории Урала.

Сравнивая $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS данные (545 ± 26 млн лет, MSWD=0.85), полученные нами в [7], с результатами U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из

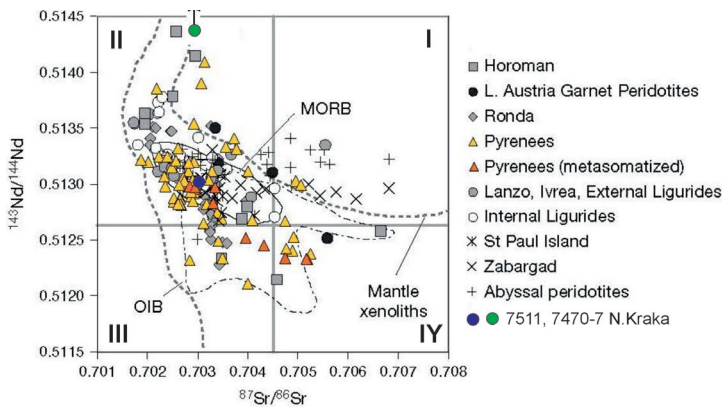


Рисунок 5. Корреляционная диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для лерцолитов 7511 и 7470-7 массива Северный Крака (синий кружок) и клинопироксенитов, выделенных из орогенных, офиолитовых и абиссальных перидотитов, пироксенитов Horoman, Lower Austria, Ronda, Pyrenees, Western Alps (Balmuccia, Lanzo, and the External Ligurides), Zabargad, Internal Ligurides, а также для океанических перидотитов [2]. Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB) из базы данных Petrological Database of the Ocean Floor (PetDB https://wiki5.ru/wiki/Petrological_Database_of_the_Ocean_Floor). Ocean-Island Basalt (OIB) из базы данных Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents (GEOROC <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>, данные по Французской Полинезии, Исландии, Гавайям, Галапагосским островам и Буве). I, II, III, IV – квадранты, выделенные (горизонтальная и вертикальные серые линии) относительно изотопного состава Sr и Nd модельного резервуара CHUR (параметры указаны в примечании к табл. 2).

Figure 5. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ correlation diagram for lherzolites 7511 and 7470-7 of the Northern Kraka massif (blue circle) and clinopyroxenites isolated from orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites, pyroxenites of Horoman, Lower Austria, Ronda, Pyrenees, Western Alps (Balmuccia, Lanzo, and the External Ligurides), Zabargad, Internal Ligurides, as well as for oceanic peridotites [2]. Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB) from the Petrological Database of the Ocean Floor (PetDB https://wiki5.ru/wiki/Petrological_Database_of_the_Ocean_Floor). Ocean-Island Basalt (OIB) from the Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents database (GEOROC <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>, data on French Polynesia, Iceland, Hawaii, Galapagos Islands and Bouvet). I, II, III, IV – quadrants highlighted (horizontal and vertical grey lines) relatively to Sr and Nd isotopic composition of the CHUR model reservoir (parameters are indicated in Note for Table 2).

Таблица 3

Регрессионные параметры

Table 3

Regression parameters

Параметр	Наклон линии регрессии	Ордината пересечения с линией регрессии
Налучшее соответствие	0.003573	0.512390
1σ априори	0.000086	0.000027
1σ наблюдаемый разброс	0.000080	0.000025
95 % доверительный предел	0.00017	0.000053

Таблица 4

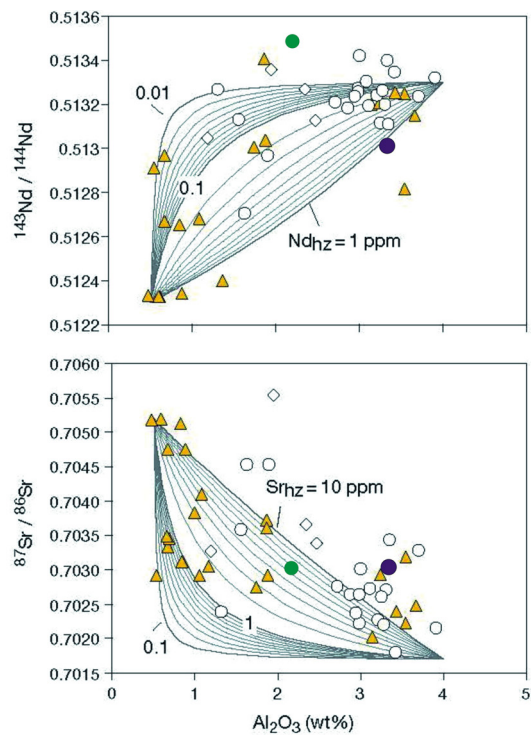
Монте Карло регрессионные параметры

Table 4

Monte Carlo regression parameters

Параметр	Наклон линии регрессии	Ордината пересечения с линией регрессии
Налучшее соответствие	0.003573	0.512390
68.3% доверительный предел	-0.000083+0.000088	-0.000028+0.000026
95% доверительный предел	-0.00016+0.00017	-0.000054+0.000051

массива Узянского Крака, можно отметить удовлетворительное совпадение вычисленных возрастов, поскольку основной, статистически обоснованный (n=7) объедини-



▲-Pyrenees ◇-Balmuccia ○-Lanzo ● 7511, 7470-7 N.Kraka

Рисунок 6. Зависимости $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Al_2O_3 (вес. %) для орогенных перидотитов из массивов Пиренеев, Западных Альп и шпинелевых лерцолитов массива Северный Крака [1, 15–20]. Элементный и изотопный составы конечных членов: $\text{Al}_2\text{O}_3=4\%$, $\text{Nd}=0.7\text{ ppm}$, $\text{Sr}=12\text{ ppm}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5133$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7017$ для лерцолита и $\text{Al}_2\text{O}_3=0.5\%$, Nd варьируется от 0,01 до 1 ppm, Sr от 0.1 до 10 ppm, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5123$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7052$ для харцбургита.

Figure 6. Dependences of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ on Al_2O_3 (wt %) for orogenic peridotites from the Pyrenees massifs and Western Alps and spinel lherzolites of the Northern Kraka massif [1, 15–24]. Elemental and isotopic compositions of end-members: $\text{Al}_2\text{O}_3=4\%$, $\text{Nd}=0.7\text{ ppm}$, $\text{Sr}=12\text{ ppm}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5133$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7017$ for lherzolite and $\text{Al}_2\text{O}_3=0.5\%$, Nd varies from 0.01 to 1 ppm, Sr from 0.1 to 10 ppm, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5123$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7052$ for harzburgite.

тельный кластер, соответствующий фигуративным точкам кратеров (3, 11.3, 9, 11.2, 5, 6, 7.2) цирконов лерцолита K55 [6, табл. 2], определяет U-Pb конкордантный возраст $536.8 \pm 4.6\text{ Ma}$ (2σ), MSWD=1.17.

К выводам о наличии кадомского этапа орогенеза в эволюции Миндякского массива (считающегося, по мнению некоторых геологов, аналогом² Крака, но локализованного северо-восточнее, в зоне Главного Уральского глубинного разлома) пришли и авторы работы [14], изучая соответствующие породы ^{147}Sm - ^{143}Nd и Re-Os методами изотопной геологии.

Здесь следует отметить, что целесообразность аналитических приемов, реализованных при изучении Re-Os изотопной систематики пород Миндякского массива, вызывает определенные сомнения. Это наглядно демонстрируют результаты повторного анализа образца Му-35

² Фокусируясь на дискуссии об аналогии массивов Нурали, Миндяк и Крака, географически разобщенных в настоящее время, можно процитировать утверждение авторов [6] о том, что реактивация Кракинско-го массива в среднем палеозое в соответствии с U-Pb SHRIMP-II возрастным интервалом 390–445 млн лет предполагает связь с процессами выведения мантийного блока и его аллохтонным перемещением в верхнюю кору.

(n=11, табл. 3, [14]), которые позволяют оценить величины коэффициентов вариации концентраций Re, Os и отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равные 28.8, 24.8, 66.6 и 56.7 % соответственно. По нашему опыту, а также имеющимся литературным данным, применение метода низкотемпературного кислотного разложения в случае таких пород, как пироксениты, вряд ли оправдано. Метрологически более обоснованными выглядят ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS данные для габбро и диоритов Миндякского массива, для которых получена изохронная зависимость (MSWD=0,90), определяющая возраст 540 ± 18 млн лет и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512263 \pm 0.000024$ [14]. Результатом исследований, проведенных методами изотопной геологии, является вывод о том, что Миндякский лерцолитовый массив может быть «первой находкой неопротерозойской кадомской дуги на Южном Урале» [14].

Таким образом, резюмируя сведения относительно возрастных ограничений в рамках данного раздела, можно полагать, что совпадение U-Pb SHRIMP-II цирконовых датировок и ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS данных в интервале 590–540 млн лет в главных породных ассоциациях массива Узянский и шпинелевом лерцолите Северного Крака со всей определенностью свидетельствует о формировании стратифицированного разреза массивов Крака до открытия Уральского палеоокеана.

Итоговые сведения об изученности массивов Крака методами изотопной геологии, выполненные к настоящему времени, приведены в табл. 5.

Генетические ограничения

В соответствии с имеющимися представлениями (например, [23] и др.), орогенные лерцолиты часто интерпре-

Таблица 5

Изученность пород массивов Крака методами изотопной геологии [6, 7]

Table 5

State of knowledge on rocks of the Kraka massifs using isotope geology methods [6, 7]

Массив	Порода/минерал	N	Метод	Возраст [млн лет]	Графическое представление	Интерпретация
Узянский Крака	Лерцолит/циркон	15	U-Pb SHRIMP-II* [6]	529.2 ± 2.3^1 ; 529 ± 96^2 (MSWD=1510); 652 ± 210^3 ; 511 ± 37^4 ; $539 \pm 27/-94^5$		Интервал 1800 млн лет (от PR3 до J1) с выделением трех этапов (NP ₃ , D ₂ -O ₃ и J ₁ -C ₁), связан с пульсационными процессами термального воздействия мантийных плюмов на исходные лерцолиты (с минимальным возрастом 2037 млн лет), на протяжении всей позднекембрийской рифтогенной предыстории Урала.
	Гранатовый пироксенит/циркон	6		428.8 ± 4.5^1 ; 429 ± 140^2 (MSWD=573); 428 ± 92^3 ; 511 ± 37^4 ; $417 \pm 540/-39^5$		Интервал 390–445 млн лет. Предполагается связь с процессами выведения мантийного блока и его аллохтонным перемещением в верхнюю кору.
	Дунит/циркон	10		301.5 ± 2.8^1 ; 302 ± 75^2 (MSWD=550); 363 ± 94 ; 364 ± 110 ; $330 \pm 220/-110$		Интервал 299–196 млн лет, обусловлен высокой флюидонасыщенностью («серпентинизацией») дунитов. Эндогенным стимулом при этом могли служить сдвиговые деформации и заключительные импульсы гранитообразования, распространенные в это время на Урале.
Северный Крака	Лерцолит/Орх, Срх	7	^{147}Sm - ^{143}Nd AL TIMS [7]	545 ± 26 , $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$, MSWD=0.85		Проявления поздневендской фазы (эпохи складчатости и орогенеза на Урале в интервале 545±26 млн лет. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы позволяет коррелировать образованные в результате указанной фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами.

Примечания. 1. * – пересчитано на U-Pb конкордантные возрасты; 2. N – количество фигуративных точек. Возраст [млн лет], вычисленный по различным статистическим алгоритмам: ¹ – ±σ; ² – 95 % conf. (=tσ√MSWD); ³ – 95 % conf. с учетом неопределенностей констант распада; ⁴ – 95 % conf. робастная оценка Tukey's Biweight [22]); ⁵ – 96.9 % conf. (Median); линия согласования (reference line).

Note. * – calculated to U-Pb concordant ages; N – number of figurative points. Age [Ma] calculated using various statistical algorithms: ¹ – ±σ; ² – 95 % conf. (=tσ√MSWD); ³ – 95 % conf. taking into account the uncertainties of decay constants; ⁴ – 95 % conf. Tukey's Biweight robust estimate [22]); ⁵ – 96.9 % conf. (Median); reference line.

тируются как фрагменты континентальной литосферной мантии, тектонически внедренные в земную кору. Рассматриваемая модель находит подтверждение для цирконов лерцолитов Узянского Крака (рис. 1, с, позиция 2) на основании анализа дискриминационных диаграмм в координатах Yb-U, Hf-U/Yb, Y-U/Th [5], позволяющих, как известно, с большой долей вероятности дифференцировать циркон континентального и океанического происхождения. В выводах этой работы постулируется, что фигуративные точки цирконов всех возрастных кластеров (диапазон от 2037 до 196 млн лет) в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и серпентинитах Узянского Крака на упомянутых выше диаграммах соответствуют полю вещества континентального генезиса, что не противоречит в целом представлениям о формировании этих пород при рифтовом растяжении континентальной литосферы [5, 6].

Альтернативная гипотеза о происхождении орогенных лерцолитов из океанической коры была предложена авторами в работе [24], полагающими, что орогенные лерцолиты представляют собой подтип офиолитов, отличающийся от распространенного гарцбургитового более тонким разрезом коры и непосредственным контактом с метаморфизованной континентальной корой. По мнению, изложенному в [24], орогенные лерцолиты могут быть связаны с трансформными разломами или очень медленно эволюционирующими спрединговыми центрами, где литосферный фронт проникает на расстоянии первых десятков километров в нижележащую мантию.

Полученные REE данные, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопная систематика шпинелевых лерцолитов массива Северный Крака, позволяют идентифицировать генетическую принадлежность изученного вещества. Об этом свидетельствует наблюдаемая корреляционная зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в частности, особенность положения соответствующей фигуративной точки по оси $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, II квадрант графика, рис. 5), что вместе со спецификой спектра распределения REE (рис. 3) не противоречит гипотезе о происхождении, предполагающем плавление уже истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник, с параметрами, подобными MORB.

Другим аргументом в пользу изложенного в предыдущем абзаце является позиция фигуративной точки DM на графике Николайсена (рис. 4), поскольку изотопный состав Sm и Nd в рамках наблюдаемых погрешностей практически точно ($\Delta=0.0014\%$) соответствует параметрам линии регрессии (slope 0.00357, табл. 3, 4). Иными словами, эволюционные параметры $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ деплетированного резервуара DM тождественны изотопному составу Sm и Nd изученного вещества.

Другой особенностью изученных разностей является наличие корреляции между современным изотопным составом Sr-Nd и степенью истощения этих пород лег-

коплавкими компонентами. Эта взаимосвязь проиллюстрирована на рис. 6 в виде положительной корреляции между соотношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и содержанием Al_2O_3 для перидотитов из Западных Альп (Balmuccia и Lanzo), Восточных Пиреней и массива Северный Крака. Аналогичная, но относительно менее выраженная картина характеризует комплементарную взаимосвязь между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Al_2O_3 .

Геодинамические следствия

Полученный $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ AL ID-TMS изохронный возраст 545 ± 26 млн лет для шпинелевых лерцолитов массива Северный Крака в сочетании с имеющимся комплексом геологических и геохимических данных позволяет с большой вероятностью утверждать [4, 7, 14] о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале 620–540 млн лет, ответственной за образование тиманид. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы дает возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами (https://ru.wikibrief.org/wiki/Cadomian_Orogeny). Глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя санкционируют выдвижение гипотезы о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны (рис. 7).

Согласно имеющимся палеомагнитным построениям [27], Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, тем не менее на существенном удалении от нее. Вместе с тем Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды находились, согласно этим же данным, на очень близких широтах [4]. Имея в виду, что палеомагнитные данные не позволяют однозначно определить палеодолготу, можно откорректировать реконструкцию [27] таким образом, чтобы полагать, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды представляли компактный, более крупный ороген в составе следующего после Родинии³ суперконтинента Паннотия.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

³ Родиния – гипотетический суперконтинент, предположительно существовавший в протерозое – зоне докембрия. Возник около 1,1 млрд лет назад и распался около 750 млн лет назад. В то время планета состояла из единичных гигантских частей суши и океана, получившего название Мировия. Родиния часто считается древнейшим известным суперконтинентом, однако ее позиция и очертания все еще являются предметами споров. Существуют предположения, что до Родинии существовали и другие суперконтиненты: Кенорленд – максимальная сборка ≈ 2.75 млрд лет назад, Нуна (Колумбия, Хадсонленд) – максимальная сборка ≈ 1.8 млрд лет назад. После распада Родинии на Прото-Лавразию (северный континент) и Прото-Гондвану (южный континент) континенты вновь объединились в суперконтинент Паннотия с 600 по 540 млн лет назад. После распада Паннотии континенты объединились в суперконтинент Пангея, который в конечном итоге снова диссоциировался до современного состояния (<https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A0%D0%BE%D0%B4%D0%B8%D0%BD%D0%B8%D1%8F>).

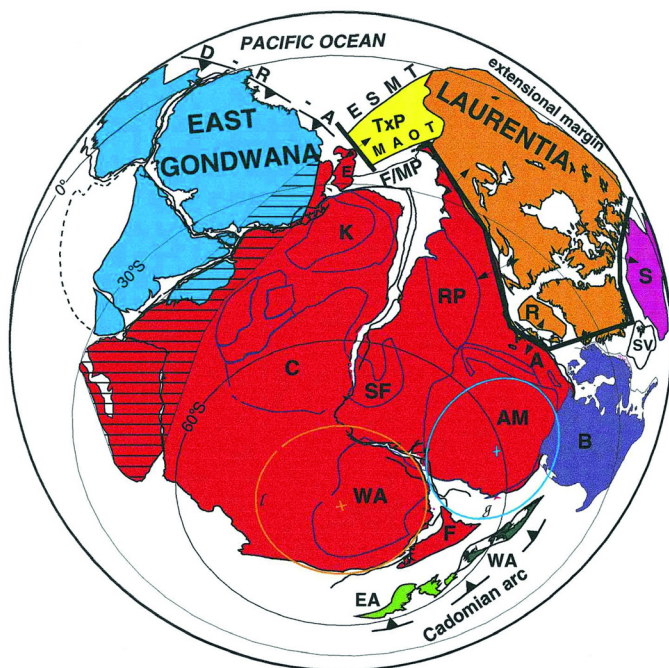


Рисунок 7. Геологически обусловленная реконструкция суперконтинента Паннотия, который, вероятно, существовал вблизи докембрийско-кембрийской границы, 600–540 млн лет [7, 25]. Панафриканско-бразильские (паннотские; [26]) бассейны показаны закрытыми, хотя некоторые из них, возможно, сохранились до кембрия (см. [11]). Примечательно, что авторы [27] интерпретировали палеомагнитные данные как требующие разделения Лаврентии и Гондваны более чем на 5000 км на границе докембрия и кембрия. Трактовка основана в первую очередь на геологических аргументах, поскольку показанные палеомагнитные полюса не подтверждают такое близкое соседство Лаврентии и Гондваны [25]. Pacific ocean – Тихий океан; Extensional margin – расширение восточной окраины Тихого океана; East Gondwana – восточная часть суперконтинента Гондвана; Laurentia – суперконтинент Лаврентия; Cadomian arc – кадомская магматическая дуга; A – Arequipa massif; AM – Amazonian craton; B – Baltica (Russian craton); C – Congo craton; D-R-A – Delamerian-Ross arc; E – Ellsworth-Whitmore mountains block (in Pangea position); EA – East Avalonia (southern British Isles); ESMT – hypothetical Ellsworth-Sonora-Mojave transform; F/MP – Falkland-Malvinas Plateau; K – Kalahari craton; MAOT – hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; R – Rockall Plateau with adjacent northwest Scotland and northwest Ireland; RP – Rio de la Plata craton; S – Siberia (Angara craton); SF – São Francisco craton; SV – Svalbard block (Barentia); WA – West African craton; TxP – hypothetical Texas plateau. Линии с черными треугольниками – верхние плиты зон субдукции (кадомский ярус) и зарождающихся зон субдукции (дуга Деламерия – Росса, D-R-A); жирные линии – зарождающиеся mid-lapetus хребты; диагональные линии – коллизийный ороген восточной Африки, включающий восточную и западную Гондвану. Figure 7. Geologically determined reconstruction of the Pannotia supercontinent, which probably existed near the Precambrian-Cambrian boundary, 600–540 million years [7, 25]. The pan-African-Brazilian (Pannotian; [26]) basins are shown closed, although some of them possibly retained till the Cambrian (see [11]). Notably, the authors of [27] interpreted paleomagnetic data as requiring a separation of Laurentia and Gondwana by more than 5000 km at the Precambrian-Cambrian boundary. The interpretation is primarily based on geological arguments, since the paleomagnetic poles shown do not confirm such a close proximity of Laurentia and Gondwana [25]. Symbols: extensional margin – expansion of the eastern margin of the Pacific Ocean; Cadomian arc – Cadomian magmatic arc; A – Arequipa massif; AM – Amazonian craton; B – Baltica (Russian craton); C – Congo craton; D-R-A – Delamerian-Ross arc; E – Ellsworth-Whitmore mountains block (in Pangea position); EA – East Avalonia (southern British Isles); ESMT – hypothetical Ellsworth-Sonora-Mojave transform; F/MP – Falkland-Malvinas Plateau; K – Kalahari craton; MAOT – hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; R – Rockall Plateau with adjacent northwest Scotland and northwest Ireland; RP – Rio de la Plata craton; S – Siberia (Angara craton); SF – São Francisco craton; SV – Svalbard block (Barentia); WA – West African craton; TxP – hypothetical Texas Plateau. Lines with black triangles are upper plates of subduction zones (Cadomian stage) and incipient subduction zones (Delameria-Ross arc, D-R-A); bold lines – incipient mid-lapetus ridges; diagonal lines – collisional orogen of Eastern Africa, including Eastern and Western Gondwana.

Литература

1. Bodinier, J.-L. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps / J.-L. Bodinier // *Tectonophysics*. – 1988. – 149. – P. 67–88.
2. Bodinier, J.-L. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites / J.-L. Bodinier, M. Godard // *Treatise on Geochemistry*. – 2007. – P. 1–73. doi:10.1016/b0-08-043751-6/02004-1.
3. Saveliev, D. E. Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin / D. E. Saveliev, V. V. Shilovskikh, D. K. Makatov, R. A. Gataullin // *Mineralogy and Petrology*. – 2022. – 116. – P. 401–427.
4. Пучков, В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В. Н. Пучков. – Уфа : Даурия, 2000. – 146 с.
5. Аникина, Е. В. Изотопно-геохимическая систематика циркона из ультрабазитов массива Узьянский Крака / Е. В. Аникина, И. А. Русин, А. И. Русин, А. А. Краснобаев // *Труды Института геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого*. – 2014. – № 161. – С. 158–166.
6. Краснобаев, А. А. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала / А. А. Краснобаев, А. И. Русин, И. А. Русин, С. В. Бушарина // *Геохимия*. – 2011. – Т. 5. – С. 506–522.
7. Ronkin, Yu. L. Spinel lherzolite of the Northern Kraka massif (Southern Urals): The first REE ID-ICP-MS, ^{87}Sr - ^{86}Sr , and ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS isotope constraints // Yu. L. Ronkin, I. S. Chashchukhin, V. N. Puchkov // *Dokl. Earth Sc.* – 2023. – <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602365>.
8. Puchkov, V. N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. In: *Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publication / Ed. J.-P. Burg and M. Ford. – 1997. – № 121 (1). – P. 201–236. DOI: 10.1144/gsl.sp.1997.121.01.09.
9. Денисова, Е. А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза / Е. А. Денисова // *Геотектоника*. – 1990. – № 2. – С. 14–27.
10. Garrido, C. J. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite / C. J. Garrido, J.-L. Bodinier, O. Alard // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – 181(3). – P. 341–358. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00201-6.
11. Ронкин, Ю. Л. Определение ультрамалых содержаний REE в геологических образцах ID-SF-HR/ICP-MS методом: на примере стандартных образцов дунита и перидотита / Ю. Л. Ронкин, Д. З. Журавлев, О. П. Лепихина, Г. А. Лепихина // *Информационный сборник научных трудов. Институт геологии и геохимии*. – Екатеринбург, 2008. – С. 409–420.

12. Ronkin, Yu. L. The first ^{147}Sm - ^{143}Nd data on rocks from the 6925.2- to 8250-m interval of the SG-7 superdeep borehole (West Siberian oil-and-gas province) / Yu. L. Ronkin, T. V. Karaseva, A. V. Maslov // *Dokl. Earth Sc.* – 2021. – 496. – P. 130–134. – <https://doi.org/10.1134/S1028334X2102015X>.
13. Bodinier, J.-L. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites / J.-L. Bodinier, C. Dupuy, J. Dostal // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1988. – 52 (12). – P. 2893–2907. – doi: 10.1016/0016-7037(88)90156-1.
14. Tessalina, S. G. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics / S. G. Tessalina, B. Bourdon, A. Gannoun, F. Capmas, J.-L. Birck, C.J. Allègre // *Chemical Geology.* – 2007. – 240(1-2). – P. 61–84. – doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.006.
15. Bodinier, J.-L. Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. PhD Thesis, Montpellier, France. – 1989. – 177 p.
16. Bodinier, J.-L. Continental to oceanic mantle transition – REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif. Orogenic lherzolites and mantle processes / J.-L. Bodinier, M. A. Menzies, M. Thirlwall // *Journal of Petrology.* – 1991. – 20. – P. 191–210.
17. Voshage, H. Isotopic constraints on the origin of ultramafic and mafic dikes in the Balmuccia peridotite (Ivrea Zone) / H. Voshage, S. Sinigoi, M. Mazzucchelli, G. Demarchi, G. Rivalenti [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1988. – 100. – P. 261–267.
18. Bodinier, J.-L. REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of Eastern Pyrenean peridotite massifs: sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism / J.-L. Bodinier, H. Downes, M. F. Thirlwall, J.-P. Lorand, J. Fabries // *Journal of Petrology.* – 1991. – P. 97–115. – DOI: 10.1093/petrology/special_volume.2.97.
19. McPherson, E. Geochemistry of silicate melt metasomatism in Alpine peridotite massifs. PhD thesis. – London : University of London, 1994.
20. McPherson, E. Geochemistry of metasomatism adjacent to amphibole-bearing veins in the Lherz peridotite massif / E. McPherson, M. F. Thirlwall, I. J. Parkinson, M. A. Menzies, J.-L. Bodinier [et al.] // *Chemical Geology.* – 1996. – 134(1-3). – P. 135–157. – DOI: 10.1016/s0009-2541(96)00084-8.
21. Ludwig, K. R. User's Manual for Isoplot / EX ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. – 2008. – № 4. – 77 p.
22. Hoaglin, D. C. Understanding robust and exploratory data analysis / D. C. Hoaglin, F. Mosteller, J. W. Tukey // *John Wiley and Sons.* – 1983. – P. 345–349.
23. Reisberg, L. C. The Re-Os systematics of the Ronda ultramafic complex of Southern Spain / L. C. Reisberg, C. J. Allègre, J.-M. Luck // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1991. – 105. – P. 196–213.
24. Boudier, F. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments / F. Boudier, A. Nicolas // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1985. – 76. – P. 84–92.
25. Dalziel, I. W. D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia // *GSA Today.* – 1992. – Vol. 2. – № 11. – P. 237–241.
26. Stump, E. Construction of the Pacific margin of Gondwana during the Pannotios cycle. In: *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology, and paleontology.* Ed. G. D. McKenzie / E. Stump // *American Geophysical Union Geophysical Monograph.* – 1987. – 41. – P. 77–87.
27. Torsvik, T. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia / T. Torsvik, M. Smethurst, J. Meert, R. Vandervoo, W. Mckerrow [et al.] // *Earth-Science Reviews.* – 1996. – 40 (3–4). – P. 229–258. – DOI: 10.1016/0012-8252(96)00008-6.

References

1. Bodinier, J.-L. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps / J.-L. Bodinier // *Tectonophysics.* – 1988. – 149. – P. 67–88.
2. Bodinier, J.-L. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites / J.-L. Bodinier, M. Godard // *Treatise on Geochemistry.* – 2007. – P. 1–73. doi:10.1016/b0-08-043751-6/02004-1.
3. Saveliev, D. E. Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin / D. E. Saveliev, V. V. Shilovskikh, D. K. Makatov, R. A. Gataullin // *Mineralogy and Petrology.* – 2022. – 116. – P. 401–427.
4. Puchkov, V. N. Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals] / V. N. Puchkov. – Ufa : Dauria, 2000. – 146 p.
5. Anikina, E. V. Izotopno-geokhimeskaya sistematika tsirkona iz ul'trabazitov massiva Uzyanskiy Kraka [Isotope-geochemical systematics of zircon from ultramafic rocks of the Uzyansky Kraka massif] / E. V. Anikina, I. A. Rusin, A. I. Rusin, A. A. Krasnobaev // *Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry named after academician A. N. Zavaritskiy.* – 2014. – № 161. – P. 158–166.
6. Krasnobaev, A. A. Tsirkony, tsirkonovaya geokhronologiya i voprosy petrogenezisa lertsolitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Zircons, zircon geochronology and issues of petrogenesis of lherzolite massifs of the Southern Urals] / A. A. Krasnobaev, A. I. Rusin, I. A. Rusin, S. V. Busharina // *Geokhimiya [Geochemistry].* – 2011. – Vol. 5. – P. 506–522.
7. Ronkin, Yu. L. Spinel lherzolite of the Northern Kraka massif (Southern Urals): The first REE ID–ICP–MS, ^{87}Sr – ^{86}Sr , and ^{147}Sm – ^{143}Nd AL ID–TIMS isotope constraints // Yu. L. Ronkin, I. S. Chashchukhin, V. N. Puchkov // *Dokl. Earth Sc.* – 2023. – <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602365>.
8. Puchkov, V. N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. In: *Orogeny Through Time.* Geological Society, London, Special Publication / Ed. J.-P. Burg and M. Ford. – 1997. – № 121 (1). – P. 201–236. DOI: 10.1144/gsl.sp.1997.121.01.09.
9. Denisova, E. A. Stroyeniye i deformatsionnyye struktury ofiolitovykh massivov s lertsolitovym tipom razreza [Structure and deformation structures of ophiolite mas-

- sifs with lherzolite type of section] // *Geotektonika [Geotectonics]*. – 1990. – № 2. – P. 14–27.
10. Garrido, C. J. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite / C. J. Garrido, J.-L. Bodinier, O. Alard // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – 181(3). – P. 341–358. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00201-6.
 11. Ronkin, Yu. L. Opredeleniye ul'tramalykh sodержaniy REE v geologicheskikh obraztsakh ID-SF-HR/ICP-MS metodom : na primere standartnykh obraztsov dunita i peridotita [Determination of ultra-low REE contents in geological samples by the ID-SF-HR/ICP-MS method : using the example of standard samples of dunite and peridotite] / Yu. L. Ronkin, D. Z. Zhuravlev, O. P. Lepikhina, G. A. Lepikhina // *Information Collection of Scientific Works. Institute of Geology and Geochemistry*. – Ekaterinburg, 2008. – P. 409–420.
 12. Ronkin, Yu. L. The first ^{147}Sm – ^{143}Nd data on rocks from the 6925.2- to 8250-m interval of the SG-7 superdeep borehole (West Siberian oil-and-gas province) / Yu. L. Ronkin, T. V. Karaseva, A. V. Maslov // *Dokl. Earth Sc.* – 2021. – 496. – P. 130–134. – <https://doi.org/10.1134/S1028334X2102015X>.
 13. Bodinier, J.-L. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites / J.-L. Bodinier, C. Dupuy, J. Dostal // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – 52 (12). – P. 2893–2907. – doi: 10.1016/0016-7037(88)90156-1.
 14. Tessalina, S. G. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics / S. G. Tessalina, B. Bourdon, A. Gannoun, F. Capmas, J.-L. Birck, C.J. Allègre // *Chemical Geology*. – 2007. – 240(1–2). – P. 61–84. – doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.006.
 15. Bodinier, J.-L. Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. PhD Thesis, Montpellier, France. – 1989. – 177 p.
 16. Bodinier, J.-L. Continental to oceanic mantle transition – REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif. Orogenic lherzolites and mantle processes / J.-L. Bodinier, M. A. Menzies, M. Thirlwall // *Journal of Petrology*. – 1991. – 20. – P. 191–210.
 17. Voshage, H. Isotopic constraints on the origin of ultramafic and mafic dikes in the Balmuccia peridotite (Ivrea Zone) / H. Voshage, S. Sinigoi, M. Mazzucchelli, G. Demarchi, G. Rivalenti [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – 100. – P. 261–267.
 18. Bodinier, J.-L. REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of Eastern Pyrenean peridotite massifs: sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism / J.-L. Bodinier, H. Downes, M. F. Thirlwall, J.-P. Lorand, J. Fabries // *Journal of Petrology*. – 1991. – P. 97–115. – DOI: 10.1093/petrology/special_volume.2.97.
 19. McPherson, E. Geochemistry of silicate melt metasomatism in Alpine peridotite massifs. PhD thesis. – London : University of London, 1994.
 20. McPherson, E. Geochemistry of metasomatism adjacent to amphibole-bearing veins in the Lherz peridotite massif / E. McPherson, M. F. Thirlwall, I. J. Parkinson, M. A. Menzies, J.-L. Bodinier [et al.] // *Chemical Geology*. – 1996. – 134(1–3). – P. 135–157. – DOI: 10.1016/S0009-2541(96)00084-8.
 21. Ludwig, K. R. User's Manual for Isoplot / EX ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. – 2008. – № 4. – 77 p.
 22. Hoaglin, D. C. Understanding robust and exploratory data analysis / D. C. Hoaglin, F. Mosteller, J. W. Tukey // *John Wiley and Sons*. – 1983. – P. 345–349.
 23. Reisberg, L. C. The Re-Os systematics of the Ronda ultramafic complex of Southern Spain / L. C. Reisberg, C. J. Allègre, J.-M. Luck // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1991. – 105. – P. 196–213.
 24. Boudier, F. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments / F. Boudier, A. Nicolas // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1985. – 76. – P. 84–92.
 25. Dalziel, I. W. D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia // *GSA Today*. – 1992. – Vol. 2. – № 11. – P. 237–241.
 26. Stump, E. Construction of the Pacific margin of Gondwana during the Pannotios cycle. In: *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology, and paleontology*. Ed. G. D. McKenzie / E. Stump // *American Geophysical Union Geophysical Monograph*. – 1987. – 41. – P. 77–87.
 27. Torsvik, T. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia / T. Torsvik, M. Smethurst, J. Meert, R. Vandervoo, W. Mckerrow [et al.] // *Earth-Science Reviews*. – 1996. – 40 (3–4). – P. 229–258. – DOI: 10.1016/0012-8252(96)00008-6.

Благодарность (госзадание)

Авторы признательны старшим научным сотрудникам ИГГ УрО РАН О. П. Лепихиной и Н. В. Чередниченко за помощь в пробоподготовке изученного материала. Исследование выполнено в рамках реализации государственного задания ИГГ УрО РАН по теме № FUMZ-2022-0002 (номера государственной регистрации 123011800013-6 и 122022600107-1).

Acknowledgements (state task)

The authors thank Senior Researchers of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS O. P. Lepikhina and N. V. Cherednichenko for their assistance in sample preparation of the studied material. The studies were conducted within the theme № FUMZ-2022-0002 of the state tasks of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (state registration numbers 123011800013-6 and 122022600107-1).

Информация об авторах:

Ронкин Юрий Лазаревич – старший научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения РАН; <http://www.igg.uran.ru/?q=ru/node/1080> (620110, Российская Федерация, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, д. 15; e-mail: y-ronkin@mail.ru).

Чашухин Игорь Степанович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения РАН; <http://www.igg.uran.ru/?q=ru/node/6> (620110, Российская Федерация, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, д. 15; e-mail: chashchukhin@igg.uran.ru).

About the authors:

Yuri L. Ronkin – Senior Researcher at the Institute of Geology and Geochemistry named after academician A. N. Zavaritskiy of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; <http://www.igg.uran.ru/?q=ru/node/1080> (15 Academician Vonsovskiy st., Ekaterinburg, 620110, Russian Federation; e-mail: y-ronkin@mail.ru).

Igor S. Chashchukhin – Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Leading Researcher at the Institute of Geology and Geochemistry named after academician A. N. Zavaritskiy of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; <http://www.igg.uran.ru/?q=ru/node/6> (15 Academician Vonsovskiy st., Ekaterinburg, 620110, Russian Federation; e-mail: chashchukhin@igg.uran.ru).

Для цитирования:

Ронкин, Ю. Л. Лерцолитовые массивы Крака (Южный Урал): геохимия, геохронология, генезис, геодинамика / Ю. Л. Ронкин, И. С. Чашухин // Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Серия «Науки о Земле». – 2024. – № 3 (69). – С. 5-17.

For citation:

Ronkin, Yu. L. Lercolitovye massivy Kraka (Yuzhnyi Ural): geohimiya, geohronologiya, genezis, geodinamika [The Kraka lherzolite massifs (Southern Urals): geochemistry, geochronology, genesis, geodynamics] // Proceedings of the Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Series "Earth Sciences". – 2024. – № 3 (69). – P. 5-17.

Дата поступления статьи: 12.12.2023

Прошла рецензирование: 27.01.2024

Принято решение о публикации: 27.03.2024

Received: 12.12.2023

Reviewed: 27.01.2024

Accepted: 27.03.2024