

7. Попов В.С. История формирования Уральского подвижного пояса в свете новых геохронологических данных // Геодинамика подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 238-242.
8. Пучков В.Н., Косарев А.М., Жилин И.В. К характеристике вулканогенных формаций Нязепетровского аллохтона // Геол. Сборник ИГ УНЦ РАН №7. Уфа, 2008. С. 180-186.
9. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита в условиях образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 89-97.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ПЕТРОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Пушкарев Е.В.* , Рязанцев А.В. , Третьяков А.А.** , Белова А.А.****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

e-mail: pushkarev@igg.uran.ru

***Геологический институт РАН, Москва, Россия*

e-mail: avryazan51@mail.ru

HIGH-PRESSURE GARNET-BEARING ULTRAMAFIC AND MAFIC ROCKS IN THE MAIN URALIAN FAULT ZONE IN THE SOUTHERN URALS: GEOLOGICAL POSITION, PETROLOGY, AGE AND GEODYNAMIC INTERPRETATION

Pushkarev E.V.* , Ryazancev A.V. , Tret'yakov A.A.** , Belova A.A.****

**Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia*

e-mail: pushkarev@igg.uran.ru

***Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

e-mail: avryazan51@mail.ru

Three types of garnet bearing high-pressure (HP) mafic and ultramafic rocks related with the big lherzolite massifs and surrounded mélange of the Main Uralian Fault zone (MUF) in the Southern Urals have been distinguished and studied: 1) pyrope-spinel-olivine websterite and pyrope websterite, 2) garnet pyroxenite and websterite, 3) garnet-pyroxene-amphibole-ilmenite (Ti-Mt) basic rock. Geological position, distribution and some mineralogical and petrological features of the HP-rocks have shown. Estimated pressure and temperature for these rocks formation are – 20, 15, 10 kbars and 100-800°C respectively. Newly obtained U-Pb isotopic zircon ages (SHRIMP-II) correspond to Late Silurian – Early Devonian time (416-399 Ma) and support zircon and Sm-Nd age data obtained before [10, 17, 18]. We assume that HP-rocks are the part of sublithospheric mantle diapir upwelling in the accretionary zone of the East-European platform and Ordovician Guberlya volcanic arc during Ordovician-Devonian time.

Специфической особенностью геологического строения зоны Главного уральского глубинного разлома (ГУГР) на Южном Урале является широкое развитие ультрамафитовых комплексов лерцолитового типа или их фрагментов. К наиболее крупным лерцолитовым массивам зоны ГУГР относятся Нуралинский, Миндякский и Татлембетовский. Крупнейший на Урале Кракинский лерцолитовый аллохтон оторван от корневой зоны ГУГР и, как предполагается, тектонически перемещен на запад, через зону Урал-Тау. В массивах этого типа и окружающих их зонах меланжа были установлены проявления высокобарических гранатовых ультрамафитов и базитов, что позволяет использовать этот факт для целей геодинамической интерпретации. Представления о природе лерцолитовых массивов Южного Урала сводится к двум моделям. Часть исследу-

дователей придерживается мнения, что они являются фрагментами умеренно деплетированных офиолитовых комплексов [11-13, 18, 19], сформировавшихся в процессе развития Уральского палеозойского океана. Другая половина геологов отстаивает точку зрения на сублитосферный источник лерцолитов и связывает их формирование с рифтогенными процессами на континенте (ВЕП) или континентальной окраине [3, 7, 9].

Известное противопоставление перидотитов офиолитовых ассоциаций и орогенных лерцолитовых комплексов или массивов «корневых зон», основанное на наблюдаемых различиях в геологическом положении массивов, их пространственных ассоциациях с вулканогенными, метаморфическими и другими породами, петрохимических и геохимических особенностях пород и минералов, Р-Т-fO₂ условиях равновесия и других признаках, в первом приближении, может быть объяснено степенью деплетированности мантийных пород. Так, офиолитовые комплексы складчатых областей характеризуются преобладанием в составе сильнодеплетированных гарцбургитов с подчиненным развитием дунитов и незначительным количеством лерцолитов. В полных геологических разрезах они сосуществуют с дифференцированными габбро-перидотитовыми сериями, значительными по объему комплексами параллельных диабазовых даек и пиллоулав, обладающих геохимическими характеристиками базальтов СОХ, бонинитов и толеитов островных дуг. Вулканогенные породы ассоциируют с глубоководными кремнистыми осадками. Все это вместе позволяет рассматривать офиолитовые ассоциации как фрагменты океанической литосферы. По Р-Т параметрам равновесия офиолитовые перидотиты соответствуют шпинелевой и плагиоклазовой фациям глубинности. В офиолитовых комплексах складчатых областей и современных океанов неизвестны проявления первичных высокобарических гранатовых перидотитов, пироксенитов и т.д.

Перидотитовые массивы «корневых зон» характеризуются преобладанием в составе слабодеплетированных лерцолитов, отсутствием видимой связи с вулканогенными породами основного состава или чрезвычайно слабым их развитием [15-17, 20]. Лерцолитовые массивы, нередко, залегают в окружении пород гранулитовой фации, субстратом для которых послужили терригенные осадки. Предполагается, что гранулиты образовались в основании континентальной коры под воздействием тепла, привнесенного всплывающим мантийным диапиром, совместно с фрагментами которого они и были выведены в верхние горизонты земной коры. По Р-Т параметрам перидотиты орогенных лерцолитовых массивов и, сопутствующие им габбро-перидотитовые серии, могут соответствовать гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой фациям глубинности. Иногда все три фации могут быть пространственно совмещены в одном геологическом теле. В таких комплексах встречаются и хорошо описаны разнообразные гранатовые перидотиты, пироксениты и метабазиты, в том числе с графитовыми псевдоморфозами по алмазу [14, 17].

Такое, достаточно понятное, разделение ультрамафитов становится менее очевидным с учетом современных данных по геологии пород дна океана. Было установлено, что по степени деплетированности океанические перидотиты тоже заметно различаются [12, Савельева, Бонатти – статья в настоящем сборнике]. Офиолитовые комплексы островодужного типа характеризуются развитием сильнодеплетированных дунит-гарцбургитовых ассоциаций, фрагменты которых драгируются в глубоководных желобах. В рифтогенных структурах СОХ широко представлены слабо деплетированные гарцбургиты и лерцолиты, приближающиеся по некоторым параметрам вещественного состава к лерцолитам «корневых зон».

Следовательно, наиболее яркой особенностью, отличающей офиолитовые комплексы от массивов корневых зон, является наличие в них высокобарических пород гранатовой фации. Поэтому присутствие гранатовых ультрамафитов и базитов как в лерцолитовых массивах, так и в составе меланжа ГУГР, которое отмечалось многими исследователями [4, 2, 6 и др.], представляет значительный интерес для геодинамических реконструкций. После опубликования Е.А. Денисовой в 1984 году информации о присутствии гранатовых пироксенитов в структуре лерцолитового массива Миндяк [1], появилась возможность их более глубокого изучения, которое было выполнено Е.В. Пушкаревым и Т.Я. Гуляевой [8]. В дальнейшем, эта информация была существенно дополнена геохимическими и изотопно-геохронологическими исследованиями [11, 18, 19]. К настоящему моменту нами обнаружено и изучено несколько проявлений высокобарических гранатовых пород в зоне меланжа ГУГР в полосе длиной более 100 км от деревни Татлем-

бетово на севере до Кубагужино на юге. С учетом данных о наличии гранатовых пироксенитов в массиве Узьянский Крака [8, 9] и гранатовых базитов в меланжевом обрамлении массива Средний Крака [12], можно утверждать, что протяженность зоны распространения гранатовых пород превышает 150 км.

В зоне меланжа ГУГР гранатовые ультрамафиты и мафиты были встречены в районе деревень Татлембетово, Бурангулово, Кирыбинское и Кубагужино (Учалинский район). Они образуют блоки различной величины от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров, которые вместе с фрагментами лерцолитов, амфиболитов, базальтов и кремней с девонскими конодонтами заключены в серпентиниты либо сцементированы своеобразными брекчиями, состоящими из обломков ультраосновных пород остроугольной формы песчано-гравийной размерности. Тонкозернистый цемент таких брекчий может быть сложен либо серпентином, либо родингитовым агрегатом гроссуляр-андрадитового граната, хлорита, везувиана, клинопироксена и других минералов. Сортировка брекчий отсутствует. Мелкие фрагменты ультраосновных пород из брекчий практически все нацело серпентинизированы. Более крупные (больше десяти сантиметров в поперечнике) обломки сохраняются реликты клино- и ортопироксена, оливина и прозрачной ксеноморфной винно-желтой шпинели, свидетельствующие о лерцолитовом составе перидотитов. Несмотря на высокую компетентность пород из-за значительной доли серпентина в них слабо проявлены или отсутствуют признаки тектонических напряжений, ориентировка минералов, следы пластического течения и тд. Внешние зоны гранатовых блоков подвержены интенсивной родингитизации, проникающей вглубь пород по трещинам. Родингитизированные породы, замещаются тонкозернистым агрегатом кальциевых гранатов гроссуляр-андрадитового ряда, везувианом, хлоритом, вторичным клинопироксеном, магнетитом и другими минералами.

Гранатовые породы сильно варьируют как по структуре, так и по количественным соотношениям главных породообразующих минералов. Большинство изученных нами пород состоят из клинопироксена, граната, амфибола и титаномагнетита. В качестве постоянных аксессуарных минералов присутствуют: апатит, циркон, сфен, ильменит, часто рутил. Структура пород варьирует от мелкозернистой до крупнозернистой. Отмечаются полосчатые текстуры, вызванные неравномерным распределением минералов или их различной крупностью. В крупнозернистых породах гранат образует кристаллы до 1-1.5 см. В составе пород обычно преобладает клинопироксен, количество которого составляет от 50 до 80%. Реже встречаются породы, где гранат и клинопироксен отмечаются в равных количествах либо гранат преобладает. Цвет граната варьирует от ярко-красного, до красновато-бурого и светло-сиреневого. В шлифах в проходящем свете он либо бесцветный, либо светло-розовый, в зависимости от железистости. По составу гранат соответствует высококальциевому пироп-альмандину. Доля пироба составляет около 20 мол.%, а гроссуляра – более 40 мол.%. Часто гранат содержит включения апатита и округлого циркона. Клинопироксен соответствует по составу высокоглиноземистому диопсиду, содержащему от 3 до 6 мас.% Al_2O_3 . Амфибол паргасит-эденитового ряда занимает межзерновое пространство между клинопироксеном и гранатом. Количество амфибола сильно варьирует от первых процентов до 20-25%. Титаномагнетит и ильменит встречаются в виде ксеноморфных зерен, заполняя пространство между силикатами. В рудных типах гранатовых пород, количество оксидов достигает 4-5% и структура пород становится сидеронитовой. По минеральному и химическому составу все, обнаруженные нами в меланже ГУГР, гранатовые породы можно условно разделить на два типа: гранатовые клинопироксениты и гранатовые базиты.

Высокобарические гранатовые породы в лерцолитовом массиве Миндяк дают наиболее полное представление об этом типе пород в зоне ГУГР и подробно описаны в ряде публикаций [6, 7, 11, 18, 19]. Они приурочены к зоне развития брекчий сложного состава, залегающих на границе крупного блока шпинелевых лерцолитов и клинопироксенитов краевого верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса в районе горы Атутэ. Обломки в брекчиях представлены лерцолитами, гранатовыми и безгранатовыми вебстеритами, клинопироксенитами и метабазитами. Размер обломков сильно варьирует от песчано-гравийной размерности до крупных блоков поперечником в несколько метров. Наиболее крупные блоки представлены, обычно, гранатовыми пироксенитами. На границе с лерцолитами крупные глыбы гранатовых пироксенитов образуют линейно-вытянутую зону на пологом склоне горы Атутэ, которую мы ранее интерпретировали как

пласт (?) гранатовых пироксенитов среди перидотитов. По химическому и минеральному составу цемент брекчий подразделяется на два типа: 1) магнезиально-глиноземистый, состоящий из хлорита и серпентина (ультраосновной протолит); 2) кальциево-глиноземистый, представленный тонкозернистой смесью диопсида, амфибола, везувиана, кальциевого граната, хлорита с примесью перовскита, сфена и других минералов (базитовый протолит). Цемент последнего типа преобладает в составе брекчий, что противоречит данным, предполагающим существенно серпентинитовый тип цемента.

Все фрагменты подвержены метасоматической родингитизации, которая развивается от внешних контуров обломков к их середине на глубину в несколько сантиметров. Поэтому реликтовые парагенезисы устанавливаются лишь в центральных частях обломков размером более 6-10 см. Среди фрагментов перидотитов преобладают шпинелевые лерцолиты. Остальные типы пород представлены либо в гранатовом, либо в безгранатовом варианте. По минеральному и химическому составу среди гранатовых пород выделяются три типа [6, 7]: 1) пироповые вебстериты и шпинель-пироповые оливиновые вебстериты, 2) гранатовые вебстериты и клинопироксениты, 3) гранат-клинопироксен-амфибол-ильменит-титаномagnetитовые метабазиты. В более поздних работах [18, 19] были рассмотрены и дана геохимическая характеристика только 2 и 3 типам гранатовых пород, а пироповые вебстериты не были изучены. Новой информацией является обнаружение нами среди фрагментов брекчий шпинель-пироповых оливиновых вебстеритов, которые, по-видимому, соответствуют наиболее высокобарическим ультрамафитам 1 типа. Среди безгранатовых пород также были выделены три типа [6, 7], которые по химическому составу близки гранатсодержащим аналогам: 1) оливин-шпинелевые верлиты и вебстериты, 2) вебстериты и клинопироксениты, 3) амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовые метабазиты. В более поздних работах [11] необоснованно отрицалось присутствие среди обломков в брекчиях оливин-шпинелевых разностей верлитов и клинопироксенитов. Породы характеризуются крупнозернистой, реже мелкозернистой структурой и массивной, линзовидно-полосчатой и полосчатой текстурами, обусловленными неодинаковыми количественными соотношениями породообразующих минералов и их разной зернистостью.

В зависимости от состава пород состав граната меняется от высококальциевых пироп-альмандинов (метабазиты) до более пироповых кальциевых альмандинов (пироксениты) и до умереннокальциевых пиропов (вебстериты, оливиновые вебстериты). Последние содержат свыше 70% пиропового компонента и соответствует гранатам из ультрамафитов орогенных лерцолитовых комплексов и кимберлитов отличаясь от них только пониженным содержанием хрома. Клино- и ортопироксены из вебстеритов и клинопироксенитов характеризуются низкой железистостью ($f=0.08-0.13$) и зональностью, выражающейся в падении содержания глинозема от ядра к кайме, что указывает на их вовлечение в процесс деплетирования. По составу пироксены гранатовых вебстеритов близки к аналогичным минералам из лерцолитов Уральских массивов, что может свидетельствовать о их равновесности. Клинопироксены в ядрах содержат до 6-8% Al_2O_3 . Клинопироксены из гранатовых пироксенитов обладают повышенными концентрациями натрия, но более низкими, по сравнению с аналогичными породами массивов Ронда и Бени Бусера. Для пироксенов характерно наличие структур распада, с вростками ортопироксена в клинопироксене и наоборот. Гранат и клинопироксен между собой проявляют иногда реакционные взаимоотношения, с образованием тонких келифитовых зон пироксен-амфибол-шпинелевого состава. Амфибол в породах обладает высокоглиноземистым составом и соответствует ряду гастингсит-паргасит-чермакит.

Из наиболее интересных акцессорных минералов следует отметить циркон, образующий короткопризматические и округлые включения в гранате, нередко с ядрами. Наиболее богатыми цирконом породами являются гранатовые клинопироксениты и базиты. В породах, особенно в базитах, постоянно встречаются апатит, ильменит, рутил с ильменитовыми структурами распада, сфен и др. При родингитизации в породах появляются бадделейт, образующий радиально-лучистые сростки с цирконом, перовскит и другие титановые и циркониевые минералы.

По химическому составу гранатовые ультрамафиты и мафиты зоны ГУГР соответствуют 2 и 3 типу гранатовых пород Миндякского массива по нашей классификации [6, 7] или 1 и 2 типу по данным [18, 19]. Пироповых ультрамафитов в меланже ГУГР обнаружено до сих пор не

было, они известны только в Миндякском массиве. По составу изученные нами породы соответствуют гранатовым и шпинелевым пироксенитам и мафитам, образующим пласты в гранатовых лерцолитах массива Бени-Бусера в Марокко и, в меньшей степени, в лерцолитах массива Ронда в Испании [15-17, 20]. Практически все пробы гранатовых пород характеризуются высокими содержаниями СаО, превышающими 12-13%, при преобладании кальция над алюминием, что косвенно указывает на равновесие пород с гранатосодержащим реститом. По железистости все породы делятся на три группы 1) $f=0.08-0.11$, 2) $f=0.20-0.30$, 3) $f>0.4$. По-видимому, наиболее магнезиальные породы находятся в равновесии с лерцолитами, т.е., по сути, являются гранат-пироксеновыми фациями лерцолитов, также как и гранатовые пироксениты ариезитовой фации в массивах Ронда и Бени-Бусера. Гранатовые и шпинелевые ультрамафиты не имеют петрохимического сходства с верлитами, пироксенитами и габброидами, образующими в лерцолитовых массивах Урала краевые комплексы, а также не соответствуют по составу главным петрохимическим типам базальтов. Нормативный (CIPW) состав гранатовых базитов соответствует меланократовому оливиновому габбро, количество нормативного плагиоклаза в котором равно 30-40%, однако нет никаких свидетельств того, что эти породы когда-либо содержали в своем составе плагиоклаз. Расчеты гранат-пироксеновых минеральных равновесий в вебстеритах и пироксенитах показывают, что они соответствуют Р-Т условиям пограничной линии между гранатовой и шпинелевой фаций глубинности т.е. $P=15-20$ кбар, при $T=800-1200^{\circ}C$. Давление для гранатовых метабазитов, вероятно, могло быть более низким, около 10-12 кбар.

Возраст гранатовых высокобарических пород, залегающих в меланже ГУГР и в Миндякском массиве определен достаточно уверенно. Для Миндякского массива было получено три Sm-Nd изохроны по породам и выделенным из них минералам, включая гранаты, апатиты и сфены [7, 18, 19]. Кроме этого, была рассчитана Sm-Nd изохрона только для валовых составов пород (4 пробы). Разброс значений возраста по четырем изохронам составил 406-399 млн. лет [18 и наши данные]. Близкое значение возраста, равное 410 млн. лет, было получено уран-свинцовым датированием трех фракций цирконов из гранатовых метагабброидов [11]. Эти данные были подтверждены U-Pb датированием цирконов на SHRIMP-II. Ядра зональных зерен дали возраст 408 млн. лет, а каймы 399 млн. лет. Проведенное ранее изотопное свинец-свинцовое датирование цирконов методом Кобера, выявило наличие более древних ядер цирконов со значением возраста 467 млн. лет [11]. Определение возраста пород из зоны меланжа ГУГР по цирконам на SHRIMP-II, показало, что они имеют конкордантные значения возраста 416 и 413 млн. лет, в целом, согласующиеся с ранее полученными данными и, отдельные зерна с более древними возрастaми в ядрах – 423, 441, 457 млн. лет. В одной из проб были определены цирконы с вариациями возраста от 2438 млн. лет до 169 млн. лет, что пока не находит своего рационального объяснения. Однако, необходимо отметить, что такие же широкие вариации в изотопном возрасте цирконов, включая древние значения, были получены для гранатовых пироксенитов массива Крака и, вмещающих их лерцолитов [3]. Тем не менее, сходимостъ значений возраста по цирконам с Sm-Nd определениями по породам и высокобарическим минералам, а также по валовым составам пород, показывает, что позднесилурийский-раннедевонский возраст определен достаточно надежно.

Таким образом, можно утверждать, что основные события, сформировавшие изотопную систему пород, в том числе и высокобарические процессы образования пиропы и глиноземистых пироксенов имеют позднесилурийский-раннедевонский возраст. Этот возраст синхронен времени развития мафит-ультрамафитового магматизма в Сакмарской зоне Южного Урала, связанного, как предполагается, с внедрением сублитосферного мантийного диапира в область аккреции, прекратившей свое существование, ордовикской Губерлинской островной дуги и края Восточно-Европейского континента. Наличие в цирконах более древних ядер ордовикско-нижнесилурийского возраста, вероятно, соответствует началу мантийного апвеллинга (upwelling), завершившегося в девонское время. Фрагменты ордовикских островодужных осадочно-вулканогенных комплексов, в последнее время, протягиваются на север от Сакмарской зоны до широты Учалов [10], как раз в область максимально широкого развития лерцолитовых массивов и пространственно ассоциированных с ними гранатовых ультрамафитов и мафитов. Есть все основания предполагать, что изученные высокобарические гранатовые породы родственны лерцолито-

вым комплексам, равновесны с ними и являются фрагментами единого сублитосферного диапира, внедрившегося в основание аккретированного островодужного сооружения.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты: 09-05-00911-а, 07-05-01158-а) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // ДАН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 382-387.
2. Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А. О гранатах в альпинотипных ультрабазитах Урала // ДАН СССР. 1978. Т. 241. № 5. С. 1179-1181.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконология лерцолит-гранатовый пироксенит-дунитового комплекса Узьянский Крака (Ю. Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрияфанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 58-61.
4. Москалева С.В., Орлова М.Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака на Южном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. Вып. 28. С. 143-147.
5. Пучков В.Н., Иванов К.С. Гранатовые пироксениты массива Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 27-29.
6. Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Уфа: Ин-т геологии УНЦ РАН, 2001. Т. 2. С. 155-168.
7. Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1995. С. 82-86.
8. Русин И.А. Гранатсодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2001. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2002. С. 134-138.
9. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Мафит-ультрамафитовые комплексы Урала: геодинамические аспекты // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 260-264.
10. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49-78.
11. Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н., Спадея П., Перцев А.Н., Скэрроу Дж., Кириозова Т.И. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отделение геологии. 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 22-29.
12. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 404. 246 с.
13. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93-117.
14. Слодкевич В.В. Парамарфозы графита по алмазу // Записки ВМО. 1982. Ч. СХI. Вып. 1. С. 13-33.
15. Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2469-2491.
16. Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A. Corundum-bearing garnet clinopyroxenite at Beni Bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle // Journal of Petrology. 1990. V. 31. Part 3. P. 717-745.
17. Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenite from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // Journal of Petrology. 1993. V. 34. Part 1. P. 125-172.
18. Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J., Montero P., Pertsev A.N. et al. The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24. № 2. P. 241-248.
19. Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G.N., Gaggero L. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals // Ophioliti. 2000. V. 25. № 2. P. 103-115.
20. Suen C.J., Frey F.A. Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 85. № 1-3. P. 183-202.