

УДК 550.93+470.5

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

## ДРЕВНИЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ДУНИТОВ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ПЛАТФОРМЕННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

© 2018 г. В. Н. Анфилогов<sup>1</sup>, А. А. Краснобаев<sup>2</sup>, В. М. Рыжков<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник,  
e-mail: anfilogov@mineralogy.ru<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 17.01.2018 г., принята к печати 15.06.2018 г.

В связи с установленным в последние годы древним возрастом циркона в дунитах складчатых областей и платформенных массивов центрального типа возник ряд проблем: 1) равновесности циркона с веществом дунита и, как следствие, возможности определения возраста дунита по циркону; 2) полихронности цирконов в дунитах и механизм образования зональных кристаллов циркона; 3) генезиса наиболее древнего вещества дунитов, имеющего возраст более 2500 млн лет; 4) механизма образования зональных кристаллов циркона в дуните. В работе приведены результаты изучения фазовых равновесий в системе  $\text{MgO-SiO}_2\text{-ZrO}_2$ , которые подтвердили возможность кристаллизации циркона в равновесии с оливином и пироксеном. Установлено, что циркон в дунитах устойчив до температуры 1450°C. Выше 1450°C циркон замещается бадделейтом. Показано, что зональные кристаллы циркона могут возникать в дуните в результате последовательной трансформации циркона в бадделейт и обратно. На основе экспериментальных данных предложены механизм накопления вещества дунита в виде рестита, который образуется в процессе частичного плавления мантийного перидотита, и возможный способ подъема дунитового рестита к поверхности. Показано, что отличие альпинотипных гипербазитов Урала от гипербазитов Платиноносного пояса можно объяснить залеганием альпинотипных гипербазитов на более высоком уровне от поверхности, где они активно взаимодействуют с водой.

**Ключевые слова:** дунит, циркон, возраст, фазовые равновесия, бадделейт, рестит, генезис

## ANCIENT AGE OF ZIRCONS AND PROBLEMS OF DUNIT'S GENESIS FROM GABBRO-HYPERBASEZ COMPLEXES OF FOLDED AREAS AND CENTRAL TYPE PLATFORM MASSIVES

Vsevolod N. Anfilogov<sup>1</sup>, Artur A. Krasnobaev<sup>2</sup>, Vyacheslav M. Ryzhkov<sup>1</sup><sup>1</sup>Institute of Mineralogy, Ural Branch of RAS, Ilmeny Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia,  
e-mail: anfilogov@mineralogy.ru<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st.,  
Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Received 17.01.2018, accepted 15.06.2018

Some problems appeared after determinations of the old age of dunite material in the ultrabasite massifs of the folded regions and zonal massifs on the continental plateaus: 1) the problem of equilibrium of zircon and olivine + pyroxene composition in ultrabasite; 2) the problem of different age of zircon in every massif of ultrabasite and the way of the zonal zircon crystal formation; 3) the problem of the origin of the most old dunite material in ultrabasite massives; 4) the problem of formation of zonal zircon crystals in dunite. Experimental investigation of phase equilibrium in  $\text{MgO-SiO}_2\text{-ZrO}_2$  system showed that zircon able to crystallize coincidentally with olivine and pyroxene. It was found that zircon in dunite is stable to 1450°C. Zircon is replaced to baddeleyite at more high temperature. It is shown that the zonal zircon crystal can be formed by its transformation to baddeleyite and the inverse process. The mechanism of dunite material accumulation at partial melting of mantle peridotite and possible way of transport of the residue dunite to the surface in diapir form are considered. The difference between ultrabasite of the Platinum belt of the Urals and Alpine type of ultrabasite is discussed. It is proposed that massifs of the Alpine type ultrabasite were intruded close to the surface where they interacted with porous water. The interaction of hyperbasites with the pore fluid will lead to their intensive serpentinization, the redistribution of chromium and its concentration in the form of ore bodies.

**Для цитирования:** Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М. (2018) Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа. *Литосфера*, 18(5), 706-717. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

**For citation:** Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M. (2018) Ancient age of zircons and problems of dunit's genesis from gabbro-hyperbasez complexes of folded areas and central type platform massives. *Litosfera*, 18(5), 706-717. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

**Key words:** *dunite material, zircon, age, phase relations, ultrabasite, origin*

**Acknowledgements**

*The work was supported by the UB RUS program No. 15-18-5-12.*

## ВВЕДЕНИЕ

Гипербазитовые формации являются одной из основных составных частей складчатых систем Земли и наиболее ранними интрузивными образованиями, фиксирующими начальную стадию развития линейных тектоно-магматических систем [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973; Велинский, 1979]. Между тем, несмотря на многолетнюю историю изучения массивов гипербазитов, их генезис до сих пор является дискуссионным [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973; Пушкарев, Ферштатер, 1995; Иванов, 1997; Ефимов, 2010; Малич и др., 2012]. Наиболее проблемными для гипербазитовых формаций являются способ и место накопления ультраосновного материала, его агрегатное состояние в момент внедрения в верхние горизонты земной коры и сам механизм внедрения. В литературе обсуждаются следующие варианты генезиса гипербазитов [Велинский, 1979].

1. *Магматический вариант* предполагает образование гипербазитов путем внедрения и кристаллизации ультраосновного расплава или кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в магматических камерах. При этом считается, что ультраосновной расплав образовывался при плавлении вещества верхней мантии. Высокая, более 1500°C, температура гипербазитового расплава [Hiroshi, Kushiro, 1993] не согласуется с холодными контактами гипербазитовых массивов и с отсутствием следов соответствующего этой температуре термального воздействия на вмещающие породы [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973]. Кроме того, нагретый до такой температуры ультрабазитовый расплав не может дойти до поверхности, не ассимилируя материал окружающих пород и не изменяя таким образом свой состав. Несмотря на эти противоречия, магматический вариант продолжает обсуждаться в литературе [Иванов, 1997; Салтыков и др., 2008; Симонов и др., 2011].

2. *Метасоматический вариант*, объясняющий все разнообразие пород гипербазитовой формации метасоматической переработкой пород верхней мантии [Москалева, 1959]. Исследования В.В. Велинского [1979] и А.А. Ефимова [1995] показали, что метасоматические процессы широко развиты в массивах гипербазитов, но они являются наложенными и не могут привлекаться в качестве механизма образования первичных пород гипербазитовых массивов.

3. Вариант, рассматривающий первичный материал гипербазитов как тугоплавкий остаток, об-

разованный в процессе выплавления базальтового расплава из вещества верхней мантии, на наш взгляд, является наиболее обоснованным [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ГИПЕРБАЗИТОВ

Одной из наиболее обстоятельных работ, посвященных изучению гипербазитов, является монография В.В. Велинского [1979], в которой подробно описаны геологическое строение и петрография альпинотипных массивов гипербазитов кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области. Благодаря молодому возрасту в этих массивах сохранились многие особенности геологического строения, которые невозможно наблюдать в более древних складчатых областях, где они уничтожены или искажены наложенными процессами. Исследования, выполненные В.В. Велинским, позволяют сделать следующие выводы.

1. Массивы гипербазитов повсеместно ассоциируют с образованиями раннего этапа развития складчатых систем, представленных кремнисто-вулканогенными отложениями.

2. Тела гипербазитов преимущественно имеют форму пластин или линз различной мощности, залегающих согласно среди вмещающих пород. Чаще всего они внедряются в центральные части антиклинальных структур. Положение тел в пространстве определяется углом падения разрывного нарушения, к которому оно приурочено.

3. Там, где контакты гипербазитов с вмещающими породами хорошо обнажены, они имеют ярко выраженный тектонический характер.

4. В ряде вытянутых линзовидных тел гипербазитов обнаружены эклогитоподобные гранатсодержащие породы, залегающие в осевой части тел.

5. Со всеми крупными массивами гипербазитов связаны выходы габброидов. С гипербазитами и габброидами ассоциируют также интрузии плагиогранитов. Интрузивы габбро прорывают и метаморфизуют ультраосновные породы.

Ряд важных выводов, основанных на изучении геологического строения массивов гипербазитов Платионосного пояса, Урала сделаны в обзорной работе А.А. Ефимова [2010].

1. Внутренняя структура крупных массивов гипербазитов сформировалась в процессе высокотемпературного пластического течения и динамометаморфизма, который привел к образованию

огромных объемов горячих тектонитов вокруг тел гипербазитов.

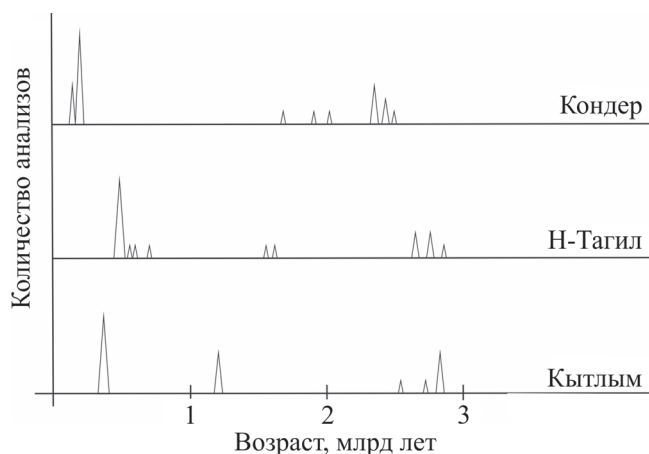
2. Отчетливо проявленный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций ограничен контурами массивов и отсутствует в их окружении.

3. Местом тектоно-метаморфической эволюции (но не генерации) исходного вещества гипербазитов Платиноносного пояса могла быть зона, глубина которой не превышала 25 км, а, скорее, была около 10–15 км.

4. Дуниты всегда окружены оболочкой пироксенитов и никогда не соприкасаются с габбро.

### ВОЗРАСТ ВЕЩЕСТВА ГИПЕРБАЗИТОВ

Одной из наиболее важных характеристик гипербазитов, без объяснения которой нельзя решить проблему их генезиса, является возраст материала, слагающего массивы гипербазитов. В последние годы выполнен ряд определений абсолютного возраста дунитов U-Pb методом по кристаллам циркона. Это стало возможным благодаря использованию вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II [Ireland, Williams, 2003]. Результаты этих исследований оказались достаточно неожиданными. Во-первых, установлено, что цирконы в дунитах являются полихронными и их возраст в одном и том же массиве может варьировать от 140 до 2400–2850 млн лет. Во-вторых, в пяти изученных массивах: Кытлымском и Нижне-Тагильском на Урале, в массивах Кондер и Инагли в Алданской провинции и Гальмознанском массиве (Южная Корея), обнаружены древние цирконы с возрастом 2850–2400 млн лет [Bea et al., 2001; Кнауф, 2009; Малич и др., 2009; Краснобаев и др., 2011; Аники-



**Рис. 1.** Абсолютный возраст цирконов Нижне-Тагильского и Кытлымского массивов (Урал) и массива Кондер (Алданский щит).

**Fig. 1.** The absolute age of the zircons from Nizhni Tagilsky and Kytlymsky massives (the Urals) and massive Konder (Aldan Shield).

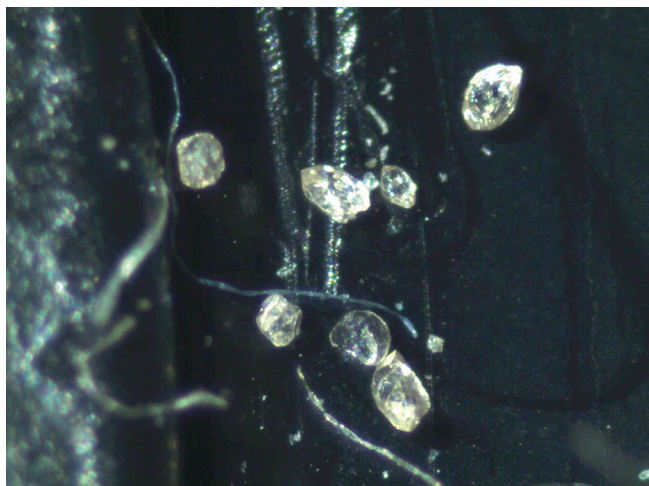
на и др., 2012; Малич и др., 2012; Ибрагимова и др., 2015] (рис. 1).

Древние цирконы с возрастом до 3000 млн лет установлены также в габбро-гипербазитовом комплексе пород Срединно-Атлантического хребта [Бортников и др., 2008; Шулятин и др., 2012; Симонов и др., 2013]. Это свидетельствует о том, что в истории геологического развития Земли в интервале 3.0–2.5 млрд лет назад в верхней мантии или в основании литосферы действовал механизм накопления дунитового материала, из которого в процессе последующей активизации формировались массивы гипербазитов складчатых систем. Полученные результаты свидетельствуют также о том, что гипербазитовый материал до его внедрения в верхние горизонты земной коры прошел длительную эволюцию, сопровождавшуюся перезапуском U-Pb хронометра в цирконе. Эти результаты можно рассматривать как фундаментальный вклад в изучение истории геологического развития Земли, если мы докажем, что цирконы в дунитах не являются ксеногенными, захваченными дунитами из других, более кислых пород и значения возраста цирконов соответствуют реальным событиям, которые имели место в процессе формирования и эволюции вещества дунитов.

Традиционно считается, что циркон является минералом кислых пород и в веществе дунита он неустойчив. Исходя из этого, ряд исследователей рассматривают цирконы в дунитах как чужеродный материал, захваченный дунитом из вмещающих пород или гипотетических кислых магм в процессе его формирования и внедрения [Bea et al., 2001; Бортников и др., 2008; Малич и др., 2012]. Поэтому вопрос о ксеногенности цирконов в дуните требует более детального обсуждения. Очевидно, что ксеногенные кристаллы циркона должны находиться в дуните в составе захваченных дунитом фрагментов пород, отличающихся по составу от состава дунита. При отборе проб дунита для определения абсолютного возраста из массивов гипербазитов Урала ни в одном массиве отличный от дунита материал не обнаружен. На рис. 2 и 3 приведены фотографии кристаллов циркона из дунита Кытлымского массива. Очевидно, что если эти кристаллы захвачены из более кислых пород и не равновесны с дунитом, то они должны подвергнуться интенсивной коррозии. Но прекрасная огранка кристаллов и алмазный блеск граней никак не согласуются с предположением о их ксеногенной природе.

Вмещающими породами гипербазитового массива Кондер в Алданской провинции являются осадочные породы среднего рифея и метаморфические породы раннего архея, а самые молодые цирконы в дуните имеют возраст около 140–180 млн лет [Малич и др., 2012]. Возникает вопрос, где и из каких пород дунит мог захватить цирконы такого возраста. Существует точка зрения, что древние цирконы





**Рис. 2.** Кристаллы циркона из дунита Кытлымского массива (Северный Урал).

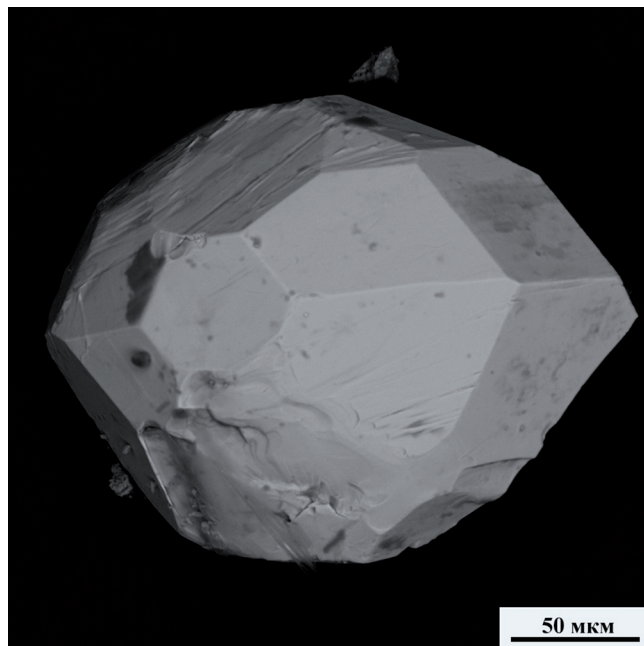
**Fig. 2.** The crystals of zircon from dunite of Kytlymsky massive (the Northern Urals).

были захвачены расплавом в мантии из пород континентальной коры, опустившихся в мантию в процессе палеосубдукции [Bea et al., 2001], но, как отмечают О.Г. Шулятин с соавторами [2012], совершенно непонятно, как изотопная геохронологическая информация могла сохраниться в кристаллах циркона при температурах 1500–1600°C. Кроме того, трудно объяснить, почему во всех изученных массивах, расположенных в разных тектономагматических провинциях, присутствуют ксеногенные цирконы с возрастом более 2.5 млрд лет.

#### ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМЕ $\text{MgO}-\text{ZrO}_2-\text{SiO}_2$

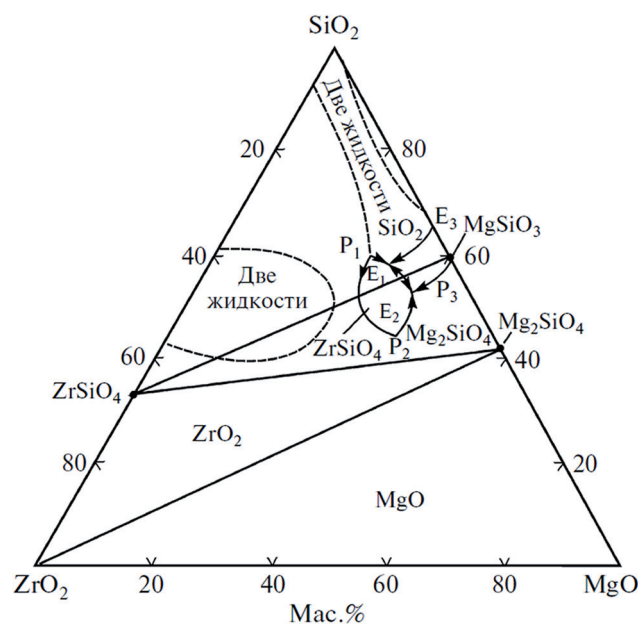
Проблема равновесия циркона с веществом дунита, которая во многом определяет корректность возрастных данных, полученных по цирконам, может быть решена только экспериментальным методом на основе изучения фазовых равновесий в системе  $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$ , базовой для определения области устойчивости циркона в равновесии с оливином и пироксеном.

В справочной литературе [Торопов и др., 1969] приведена диаграмма фазовых равновесий в системе  $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$  (рис. 4), но ее корректность вызывает большие сомнения. Область кристаллизации циркона образует замкнутое поле внутри диаграммы. Такое положение этой области предполагает наличие в ней не циркона, а тройного соединения  $m\text{MgO}-n\text{ZrO}_2-q\text{SiO}_2$ , которое в данной системе отсутствует. К стороне  $\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$  на диаграмме примыкает область двух жидкостей, отсутствующая на бинарной диаграмме  $\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$  [Торопов и др., 1969]. Это явилось основанием для экспери-



**Рис. 3.** Кристалл циркона из дунита Кытлымского массива, фото в отраженных электронах.

**Fig. 3.** Crystal of zircon from dunite of Kytlymsky massive. Photo in reflected electrons.



**Рис. 4.** Диаграмма фазовых равновесий в системе  $\text{MgO}-\text{ZrO}_2-\text{SiO}_2$  [Торопов и др., 1969].

**Fig. 4.** Diagram of phase equilibria in the system  $\text{MgO}-\text{ZrO}_2-\text{SiO}_2$  [Toropov et al., 1969].

ментальной проверки диаграммы  $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{ZrO}_2$  и определения реальной области кристаллизации циркона в равновесии с  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{MgSiO}_3$  и  $\text{SiO}_2$ .

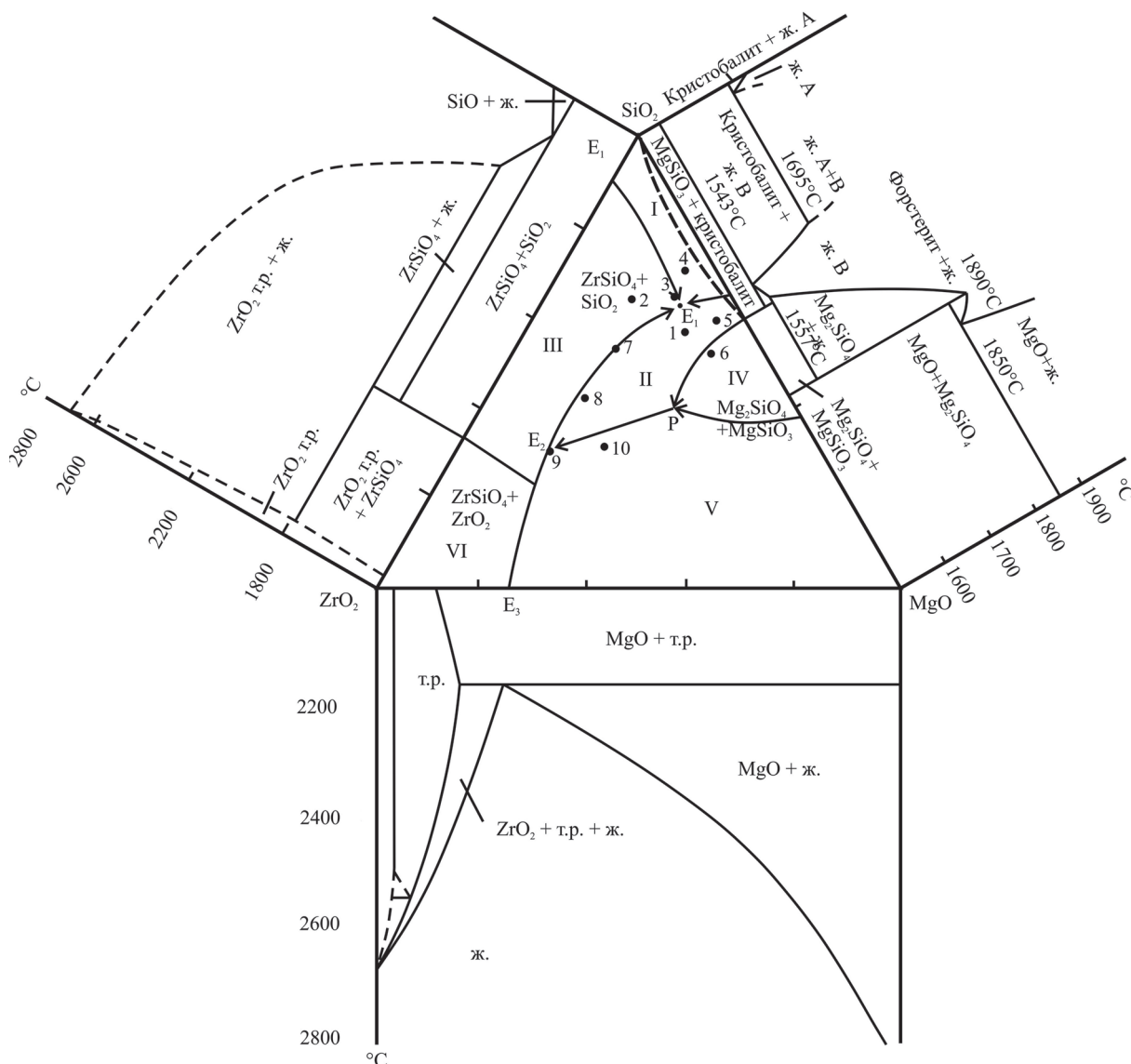
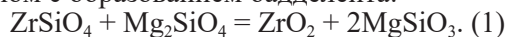


Рис. 5. Диаграмма фазовых равновесий в системе  $\text{MgO-ZrO}_2\text{-SiO}_2$  (экспериментальные данные).

Fig. 5. Diagram of phase equilibria in the system  $\text{MgO-ZrO}_2\text{-SiO}_2$  (experimental data).

Результаты опытов опубликованы в работе [Рыжков и др., 2016].

Полученная нами диаграмма фазовых равновесий приведена на рис. 5. На диаграмме установлено 6 полей: I –  $\text{MgSiO}_3 + \text{SiO}_2$ ; II –  $\text{MgSiO}_3 + \text{ZrO}_2$ ; III –  $\text{ZrSiO}_4 + \text{SiO}_2$ ; IV –  $\text{MgSiO}_3 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ; V –  $\text{ZrO}_2 + \text{MgO}$ ; VI –  $\text{ZrSiO}_4 + \text{ZrO}_2$ . Для решения проблемы устойчивости циркона в дуните интерес представляют четыре верхних поля и особенно поля II и IV. В поле II циркон находится в равновесии с пироксеном. По линии, разделяющей поля II и IV, циркон устойчив в присутствии пироксена и оливина. При увеличении содержания  $\text{MgO}$  и переходе состава системы в поле IV оливин взаимодействует с цирконом с образованием бадделеита:



Реакция (1) имеет две важные особенности: 1) изменение свободной энергии в реакции при температуре 1400–1500 °C, рассчитанное по данным [Robie et al., 1978], близко к нулю; 2) суммы молярных объемов фаз в левой и правой частях равны. При таких характеристиках равновесие (1) будет зависеть только от состава системы. В точке Р на линии ликвидуса появляется бадделеит (см. рис. 5). Наличие на диаграмме поля II решает одну из наиболее важных проблем “цирконологии” дунитов – возможность кристаллизации циркона в дуните при очень низкой концентрации  $\text{ZrO}_2$ .

Образование бадделеита по циркону следует рассматривать как кислотно-основное взаимодействие. В этом процессе сильное основание  $\text{MgO}$  отбирает кремнезем у слабого основания  $\text{ZrO}_2$ . В со-

ответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия бадделеитовые каймы вокруг зерен циркона будут появляться не только при взаимодействии циркона с оливином, но и в тех случаях, когда в систему привносится любое сильное основание, например CaO в форме  $\text{CaCO}_3$ . Такие процессы наблюдаются в родингитах и кимберлитах [Corfu et al., 2003; Мицюк и др., 2005; Кузнецов, Мукатова, 2013]. В коматиитовых сериях пород наблюдается обратная картина: циркон замещает бадделеит [Куликова и др., 2010].

В дополнение к изучению фазовых равновесий в системе  $\text{MgO-SiO}_2\text{-ZrO}_2$  была поставлена серия опытов по проверке устойчивости циркона в природном дуните. В качестве модельного дунита использовали порошок оливина, отобранного из дунита [Анфилов и др., 2015]. Установлено, что при температуре выше  $1450^\circ\text{C}$  вокруг зерна циркона образуется кайма, сложенная агрегатом из бадделеита и пироксена (рис. 6). Заметим, что модельный состав шихты в опытах находился в поле IV (см. рис. 5). Поэтому при взаимодействии оливина с цирконом происходило образование бадделеита и пироксена согласно реакции (1). Таким образом, опыты показали, что циркон в дуните сохраняется без изменения при нагреве до  $1400^\circ\text{C}$ . Приведенные выше результаты экспериментальных исследований дают основание утверждать, что выполненные по циркону определения абсолютного возраста отражают время реальных событий в процессе формирования и преобразования вещества дунитов.

Вторая проблема, связанная с определением возраста гипербазитов, заключается в необходимости объяснить механизм образования в дуните разновозрастных генераций и зональных кристаллов циркона. На начальном этапе, когда дунитовый материал образуется в мантии как тугоплавкий рестит, зональные кристаллы циркона могут образоваться в процессе их роста в расплаве, но в массивах гипербазитов фиксируется несколько возрастов, каждому из которых соответствует своя генерация кристаллов циркона или новая зона в зональном кристалле. Проблема заключается в том, что эти генерации, зоны, образуются в твердом дуните, в котором невозможен привнос  $\text{ZrO}_2$  извне.

Наиболее вероятным способом образования новых генераций циркона в твердом дуните является трансформация циркона в бадделеит и обратно, которая происходит согласно реакции (1) [Анфилов и др., 2017]. Принимая во внимание, что концентрация  $\text{ZrO}_2$  в твердом дуните постоянна, состав равновесной ассоциации, которая образуется при этой реакции, будет зависеть только от концентраций  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$  в системе.

Каймы бадделеита в зернах циркона обнаружены в цирконах массива Кондер [Ронкин и др., 2013]. Замещение бадделеита цирконом установлено А. Давидсоном и О. Ван Брееном [Davidson,

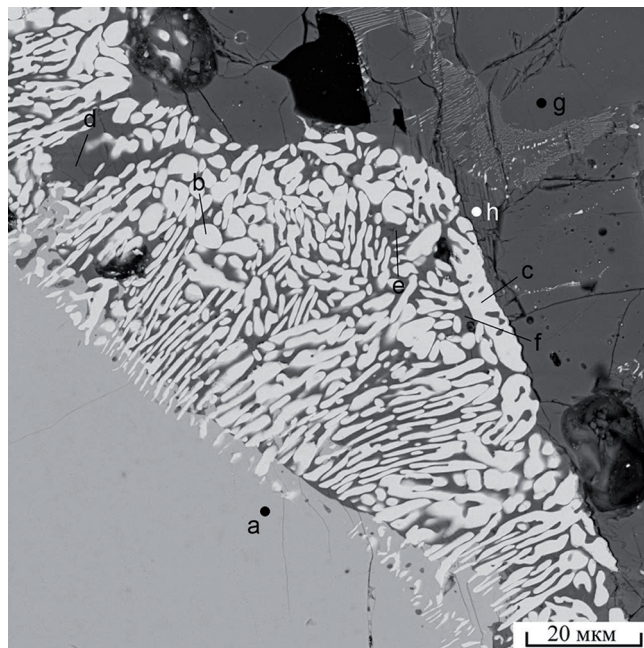


Рис. 6. Кайма из ламелей бадделеита (белое) в зерне циркона (серое).  $T = 1550^\circ\text{C}$ .

Fig. 6. Border of baddeleyite lamellae (white) in zircon grain (gray).  $T = 1550^\circ\text{C}$ .

van Breemen 1998] в метагэббро провинции Гривиль (Онтарио). Циркон, замещающий бадделеит, оказался на 75 млн лет моложе бадделеита.

#### ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА ДУНИТОВ

Распределение возраста цирконов в массивах гипербазитов (см. рис. 1) позволяет выделить три временных этапа их эволюции:

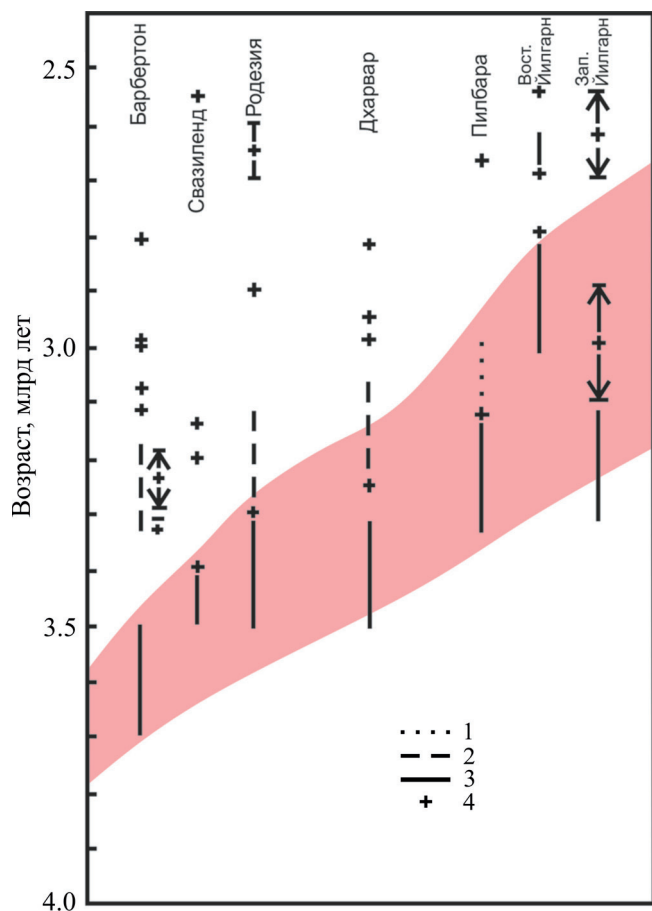
1) 3000–2400 млн лет – этот этап можно определить как время образования и накопления вещества дунита в области выплавки базальтового расплава;

2) 2000–1250 млн лет – время метаморфизма дунита в глубинных промежуточных очагах;

3) 500–150 млн лет – время внедрения дунита в составе гипербазитов в верхние горизонты земной коры. Для гипербазитов Урала последний этап, имеющий возраст около 430–450 млн лет, соответствует началу формирования Уральской складчатой системы.

Наибольший интерес в этой последовательности представляет первый этап. Если исходить из модели, согласно которой вещество гипербазитов представляет собой рестит, накопленный при выплавке из мантийного перидотита базальтового расплава, то интервал 3000–2400 млн лет должен соответствовать времени, в течение которого происходили мощные излияния базальтов. В гео-





**Рис. 7.** Время формирования гранит-зеленокаменных поясов [Гликсон, 1980].

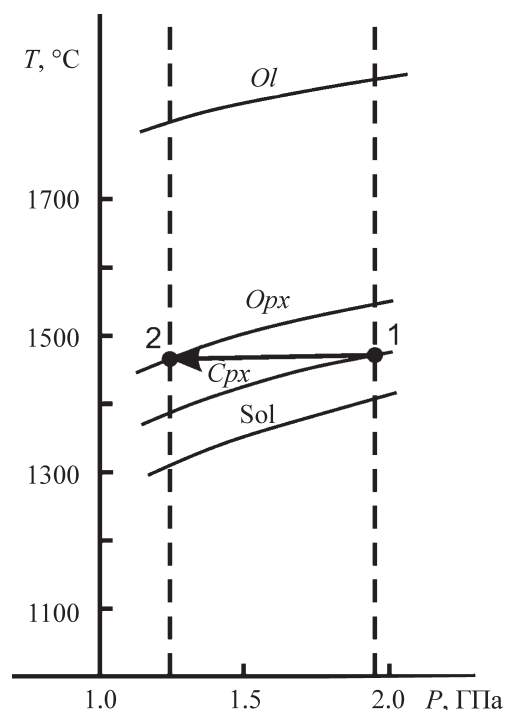
1 – осадочные породы, 2 – основные-кислые вулканы, 3 – ультраосновные-основные вулканы, 4 – формирование гранитов.

**Fig. 7.** Time of formation of granite-greenstone belts [Glikson, 1980].

1 – sediment rocks, 2 – basic-silicic volcanites, 3 – ultra-basic-basic volcanites, 4 – formation of granites.

логической истории Земли в этот период формировались гранит-зеленокаменные пояса, в составе которых действительно присутствуют большие объемы вулкаников основного и ультраосновного состава [Гликсон, 1980]. Возрастной интервал, в течение которого формировались эти пояса, приведен на рис. 7.

Принимая за основу реститовую модель образования и накопления вещества дунита, мы должны ответить на вопрос: на какой глубине и при каких  $P$ - $T$  условиях образуется рестит дунитового состава? Учитывая, что геотермический градиент при формировании гранит-зеленокаменных поясов был значительно выше современного [Савельева и др., 2013], можно предположить, что выплавление базальтового расплава из мантийного перидотита про-



**Рис. 8.** Фрагмент диаграммы плавления перидотита при давлении до 2 ГПа [Takahashi, 1986].

Sol – линия солидуса, Cpx – плавление клинопироксена, Opx – плавление ортопироксена, Ol – переход в расплав оливина; точка 1 –  $P$ - $T$  условия плавления перидотита на глубине 60 км, точка 2 –  $P$ - $T$  условия на глубине 40 км. Стрелкой показано изменение состава рестита при изотермическом подъеме диапира с глубины 60 км до глубины 40 км.

**Fig. 8.** Fragment of the melting diagram of peridotite at pressures up to 2 GPa [Takahashi, 1986].

Sol – solidus line, Cpx – melting of clinopyroxene, Opx – melting of orthopyroxene, Ol – transition to olivine melt; point 1 –  $P$ - $T$  conditions of melting peridotite at a depth of 60 km, point 2 –  $P$ - $T$  conditions at a depth of 40 km. The arrow shows the change in the composition of restite in the isothermal rise of diapir from a depth of 60 km to a depth of 40 km.

исходило на глубине не больше 60 км при давлении  $P \leq 2$  ГПа. На рис. 8 приведен фрагмент диаграммы плавления шпинелевого лерцолита KLB-1 [Takahashi, 1986]. Температура солидуса лерцолита на глубине 60 км при давлении 1.9 ГПа равна 1400°C. При температуре 1460°C в расплав переходит клинопироксен и в рестите накапливаются оливин и ортопироксен. Дальнейшее изменение составов расплава и рестита происходит по следующей схеме. При температуре выше 1300°C шпинелевый лерцолит становится пластичным. Напряжение сдвига в нем снижается от 5 кбар при 1000°C и до 0.5 кбар при температуре более 1300°C [Carter, Ave'Lallement 1970; Анфилов, Хачай, 2007]. Появление в лерцолите расплава уменьшает напряжение сдвига еще на порядок. Это создает условие

для подъема частично расплавленного лерцолита в форме диапира. При подъеме диапира вверх, благодаря снижению давления, возрастает степень его плавления и уменьшается температура перехода в расплав пироксена. На глубине 40 км при температуре 1450°C пироксен плавится. В рестите остается только оливин, и рестит приобретает состав дунита (см. рис. 8). При этом доля расплава в диапире достигает 40% [Takahashi 1986]. В процессе движения диапира базальтовый расплав отделяется от рестита, последний, благодаря большой плотности, накапливается в виде дунитового слоя в основании литосферы на глубине 30–40 км. Возникает вопрос об источнике древних цирконов в дуните. Наиболее вероятным источником кристаллов циркона является мантийный перидотит, при частичном плавлении которого образуется дунитовый рестит. Возможность существования циркона в мантийном перидотите, который образовался в процессе формирования Земли, подтверждается наличием циркона в веществе метеоритов [Lizuka et al., 2015], находками кристаллов циркона в кимберлитах [Мицюк и др., 2005] и ксенолитах мантийных перидотитов [Салоп, 1982]. В процессе парциального плавления перидотита кристаллы циркона остаются в гипербазитовом рестите и таким образом попадают в дунит.

При последующей активизации магматического процесса дунит в форме диапира может быть выдавлен к поверхности. Очевидно, что возможны два способа подъема дунита к поверхности. Один из них реализуется при образовании небольших концентрически зональных массивов типа Кондерского и Инаглинского. Подъем и внедрение вещества дунита в этих массивах происходили одновременно с проявлениями щелочного магматизма, представленного щелочными габброидами сиенитами и карбонатитами [Каретников, 2006; Малич и др., 2012; Ибрагимов и др., 2015]. Формирование этих пород происходит при активном участии летучих компонентов, в том числе воды. Можно ожидать, что внедрению дунита предшествовала его частичная серпентинитизация, что привело к резкому уменьшению напряжения сдвига и способствовало формированию небольшого по размерам пластичного диапира. Близкий по смыслу механизм формирования массива Кондер предложен в работе [Burg et al., 2009].

Иной механизм действовал при внедрении крупных альпинотипных массивов и массивов Платиноносного пояса Урала. Эти массивы сформировались в условиях растяжения земной коры, вызванного появлением на глубине около 100 км очагов частичного плавления мантийного перидотита. Плавление сопровождалось повышением давления, которое привело к образованию над зоной плавления области растяжения и куполовидного поднятия на поверхности [Анфилов, Хачай, 2007]. Если непосредственно над зоной плавления существовал

слой дунитового рестита, накопленного в течение предыдущей магматической активизации, то в результате прогрева и увеличения пластичности дунитовый материал в виде крупного диапира будет выдавливаться к поверхности. При подъеме диапира может возникнуть ситуация, когда избыточное давление, действующее на диапир, будет уравновешено литостатическим давлением. В этой ситуации дунитовый диапир может изменить направление движения с вертикального на горизонтальное. В результате будет образовано горизонтально залегающее тело гипербазитов. Такой переход от вертикального к горизонтальному направлению движения установлен для Кимперсайского массива (Южный Урал) [Савельев и др., 2008].

Подъем дунитового диапира к поверхности будет предшествовать подъему базальтового расплава, который образуется в зоне плавления. В конечном счете мы получим возрастные взаимоотношения между дунитом и габбро, характерные для массивов гипербазитов: возраст габбро, ассоциирующего с гипербазитами, оказывается на несколько млн лет моложе возраста гипербазита.

В заключение необходимо обсудить вопрос о принципиальных отличиях альпинотипных гипербазитов от гипербазитов Платиноносного пояса и массивов центрального типа. Исследования Г.В. Пинуса, Е.В. Велинского и других [Пинус и др., 1973] показали, что для них, так же как и для остальных гипербазитов, наиболее обоснованным является “реститовый” механизм накопления ультраосновного материала. Принципиально одинаковым оказалось распределение U-Pb возраста цирконов. Во всех типах гипербазитов присутствуют древние цирконы с возрастом более 2500 млн лет. Сравнение U-Pb возраста, петрографии, петрохимии и геохимии редких элементов альпинотипных гипербазитов Урала с гипербазитами Платиноносного пояса также не выявило принципиальных различий между ними [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008]. Единственными значимыми признаками альпинотипных гипербазитов на Урале, отличающими их от гипербазитов Платиноносного пояса, являются высокая степень серпентинитизации и хромитовосность [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008].

Эти различия можно объяснить, если предположить, что при внедрении материала альпинотипных гипербазитов поднимается ближе к поверхности, чем гипербазиты Платиноносного пояса. В результате он оказывается в области активной циркуляции порового флюида, которая происходит в тепловых полях вокруг магматических тел [Лыков, 1954; Кадик, Ступаков, 1970; Анфилов, Пуртов, 1976; Анфилов, 2010]. Взаимодействие внедренных нагретых тел гипербазитов с поровым флюидом будет приводить к их интенсивной серпентинитизации, перераспределению хрома и его концентрированию в форме рудных тел.



Важные результаты получены при определении U-Pb возраста цирконов, отобранных из обогащенного хромитом дунита Войкаро-Сыннинского массива Полярного Урала [Савельева и др., 2013]. В цирконах установлены пять возрастных групп: 1) 2565 млн лет, 2) 2304–2363 млн лет, 3) 1873–2038 млн лет, 4) 480–552 млн лет, 5) цирконы моложе 350 млн лет. Это свидетельствует о том, что вещество дунита хромитоносных альпинотипных гипербазитов прошло такие же этапы эволюции, как и массивы Платиноносного пояса и платформенные массивы центрального типа, и различия между ними возникли не в мантии, а после их внедрения во вмещающие породы.

## ВЫВОДЫ

1. Результаты изучения фазовых равновесий в системе  $MgO-SiO_2-ZrO_2$  показали, что циркон может кристаллизоваться в равновесии с пироксеном и оливином. Это свидетельствует о том, что значения U-Pb возраста циркона в дуните определяют время образования вещества дунита и его последующей эволюции.

2. Распределение значений возраста цирконов в массивах гипербазитов позволяют выделить три временных этапа их эволюции: 1) 3000–2400 млн лет – время образования и накопления вещества дунита; 2) 2000–1250 млн лет – время метаморфизма вещества дунита в промежуточных очагах; 3) 500–150 млн лет – установленное для разных массивов время внедрения дунита в верхние горизонты земной коры.

3. На основе экспериментальных данных по плавлению гранатового лерцолита предложен механизм образования вещества дунита в процессе парциального плавления мантийного перидотита, его накопления в зоне плавления и последующего перемещения в верхние горизонты коры в форме диапиров.

4. Рассмотрены условия, которые приводят к образованию альпинотипных гипербазитов, позволяющие объяснить их отличия от гипербазитов Платиноносного пояса Урала.

*Работа выполнена по проекту президиума УрО РАН № 15-18-5-12.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711–715.
- Анфилов В.Н. (2010) Происхождение андезитов и риолитов комплементарных магматических серий. *Литосфера*, (1), 37–46.
- Анфилов В.Н. Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. (2015) Устойчивость циркона в дунитах при температурах 1400–1500°C. *Докл. АН*, **464**(1), 323–327.
- Анфилов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Вализер П.М. (2017) Замещение циркона бадделейтом как возможный механизм образования зональных кристаллов циркона в ультрабазитах. *Докл. АН*, **475**(6), 676–679.
- Анфилов В.Н., Пуртов В.К. (1976) Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами. *Геохимия*, (9), 1400–1403.
- Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. (2000) Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных плюмов. *Геохимия*, (8), 873–878.
- Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. (2007) Суперплюмы: тектоника, магматизм, метаморфизм. “Геодинамика формирования подвижных поясов Земли”. Мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 6–9.
- Бортников Н.С., Шарков Е.Д., Богатилов О.А., Зингер Т.Ф. (2008) Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, СХХ, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP II U-Pb датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов. *Докл. АН*, **421**(2), 240–248.
- Велинский В.В. (1979) Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан–континент. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Гликсон А. (1980) Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 264–285.
- Ефимов А.А. (1995) Высокотемпературный водный метаморфизм в Платиноносном поясе Урала: Тектонический режим и метаморфические реакции. *Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования*. Екатеринбург, Уралгеолком, ИГТ УрО РАН, 150–156.
- Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 134–153.
- Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорошина Е.И. (2015) Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически зональных комплексов. *Регион. геология и металлогения*, **62**, 64–78.
- Иванов О.К. (1997) Концентрически зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 488 с.
- Кадик А.А., Ступаков Е.П. (1970) Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности. *Геохимия*, (1), 43–53.
- Каретников А.С. (2006) Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондер: палеомагнитные и радиоизотопные данные. *Литосфера*, (3), 96–107.
- Кнауф О.В. (2009) U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных массивов Уральского типа. *Вестн. СПбГУ*, (4), 64–71.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011)

- Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.С. (2010) Бадделейт-основной минерал для изотопного датирования мафит-ультрамафитовых коматитовых серий Ю-В. Феноскандинавского щита. "Современная минералогия: от теории к практике". Тезисы XI съезда Российского минералогического общества, 212-214.
- Кузнецов Д.В., Мукатова А. (2013) Образование бадделейта при дисиликации циркона в родингитизированных высокобарических гранатитах массива Миндяк на Ю. Урале. *Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН*, (160), 224-228.
- Кузнецов Ю.А. (1964) Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 387 с.
- Лыков А.В. (1954) Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 296 с.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2012) О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия). *Докл. АН*, **446**(3), 308-312.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb изотопный возраст дунитов Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН*, **427**(1), 101-105.
- Мицюк С.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.Н., Кутузова Е.Я., Лашкевич И.В. (2005) Новые индикаторные признаки цирконов кимберлитового происхождения. *Геология алмазов – настоящее и будущее*. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 674-720.
- Москалева С.В. (1959) О возрасте и структуре массивов Крака на Ю. Урале. *Докл. АН СССР*, **127**(1), 170-173.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. (1973) Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 320 с.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. (1995) Минералогическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-сиенит-габбровых комплексов. *Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования*. Екатеринбург, Уралгеолком, 100-110.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. (2013) U-Pb-датирование системы "Бадделейт-Циркон" платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский Щит): новые данные. *Докл. АН*, **450**(5), 579-585.
- Рыжков В.М., Анфилов В.Н., Блинов И.А., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2016) Фазовые равновесия в системе  $\text{SiO}_2\text{-MgO-ZrO}_2$ . *Докл. АН*, **469**(4), 475-479.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрология и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, 319 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. (2013) Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). *Геотектоника*, (3), 43-57.
- Салоп Л.И. (1982) Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 343 с.
- Салтыков А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. (2008) U-Pb возраст циркона из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Восточное Прибайкалье). *Записки РМО*, (3), 1-22.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. (2011) Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы. *Петрология*, (6), 579-598.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. (2013) Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал). *Докл. АН*, **449**(6), 692-695.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.
- Торопов Н.А., Барзаковский В.П., Лапин В.В., Курцева Н.Н. (1969) Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник. Т. 1. Л.: Наука, 822 с.
- Чашукин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007) Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 310 с.
- Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. (2012) Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным. *Регион. геология и металлогения*, (50), 28-36.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariyev E.V. (2001) Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- Burg J.P., Bodinier J.L., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Daurtia J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. (2009) Translithospheric mantle diapirism. Geological evidence and numerical modeling of the Kondyor ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.*, **50**(2), 289-321.
- Carter N.L., Ave'Lllement H.G. (1970) High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2181-2202.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon texture. *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 469-500.
- Davidson A., van Breemen O. (1998) Baddeleyite-zircon relationship in coronitic metagabbro, Greville province, Ontario: implication for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 291-299.
- Heumann L.M., LeCheminant A.N. (1993) Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite ( $\text{ZrO}_2$ ). *Chem. Geol.*, **110**, 95-126.
- Hiroshi K., Kushiro I. (1993) Partial melting of dry peridotite at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003). *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 215-241.
- Lizuka T., Yamaguchi T., Hibiya Y., Amelin Y. (2015) Meteorite zircon constrains on the bulk Lu-Hf isotope com-

- position and early differentiation of the Earth. *Proc. Nat. Acad. USA*, **112**(17), 5331-5336.
- Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar Pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.*, **1452**, 456.
- Takahashi E. (1986) Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367-9382.
- ### REFERENCES
- Anfilogov V.N. (2010) Origin of andesite and rhyolite of complementary magma series. *Litosfera*, (1), 37-46. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2000) Hydroextrusion is a possible mechanism for the movement of diapirs, domes and mantle plumes. *Geokhimiya*, (8), 873-878. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2007) Superplumes: tectonics, magmatism, metamorphism. "Geodinamika formirovaniya podvizhnykh pojasov zemli". Materialy Mezhdunar. konferentsii ["Geodynamics of the formation of mobile belts of the earth". Materials of the Intern. conf.]. Ekaterinburg, IGG, UB of RAS, 6-9. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M., Valizer P.M. (2017) Replacement of zircon with baddeleyite as a likely mechanism of the formation of zoned zircon crystals in ultrabasic rocks. *Dokl. Earth Sci.*, **475** (2), 946-948.
- Anfilogov V.N., Purtov V.K. (1976) Mechanism of interaction of pore solutions with magmatic bodies. *Geokhimiya*, (9), 1400-1403. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Ryzhkov V.M., Blinov I.A., Krasnobaev A.A., Kabanova L.Y., Valizer P.M. (2015) Stability of zircon in dunite at 1400–1550°C. *Dokl. Earth Sci.*, **464** (1), 963-966.
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lokhov K.I. (2012) Isotope-geochemical characteristics of zircon from dunites, clinopyroxenites and gabbro Platinum belt of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **443**(6), 711-715. (In Russian)
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V. (2001) Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Zinger T.F., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2008) Finds of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov deep, mid-atlantic ridge, 5°54'-5°02.2' N (results of SHRIMP-II U-PB dating): implication for deep geodynamics of modern oceans. *Dokl. Earth Sci.*, **421**(1), 859-866.
- Burg J.P., Bodiner J.L., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Daurtria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. (2009) Translithospheric mantle diapirism. Geological evidence and numerical modeling of the Kondyor ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.*, **50**(2), 289-321.
- Carter N.L., Ave'Lallement H.G. (1970) High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2181-2202.
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) *Kristallokhimiya khromshpineli i oksitermobarometriya ul'tramafitov skladchatykh oblastei* [Crystallochemistry of chrome spinels and oximeterobarometry of ultramafites of folded regions]. Ekaterinburg, 310 p. (In Russian)
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon texture. *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 469-500.
- Davidson A., van Breemen O. (1998) Baddeleyite-zircon relationship in coronitic metagabbro, greville province, Ontario: implication for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 291-299.
- Efimov A.A. (1995) High-temperature aqueous metamorphism in the Platiniferous Belt of the Urals: Tectonic regime and metamorphic reactions. *Aktual'nye problemy magmaticheskoi geologii, petrologii i rudoobrazovaniya* [Actual problems of magmatic geology, petrology and ore formation]. Ekaterinburg, Uralgeolkom, IGG UB RAS, 150-156. (In Russian)
- Efimov A.A. (2010) Results of a 100-year study of the Platinum Belt of the Urals. *Litosfera*, (5), 134-153. (In Russian)
- Glikson A. (1980) Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstone complexes; data on the shields of the southern hemisphere. *Rannyya istoriya Zemli* [Early history of the Earth]. Moscow, Mir Publ., 264-285. (In Russian)
- Heuman L.M., LeCheminant A.N. (1993) Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>). *Chem. Geol.*, **110**, 95-126.
- Hiroshi K., Kushiro I. (1993) Partial melting of dry peridotite at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Ibragimova E.K., Rad'kov A.V., Molchanov A.V., Shatova N.V., Shatov V.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Tolmacheva E.V., Solov'ev O.L., Terekhov A.V., Khorokhorina E.I. (2015) The results of U-Pb (SHRIMP II) dating of zircons from dunites of Inagli massif (Aldan Shield) and the problem of the genesis of concentrically zoned complexes. *Regional. Geol. Metallogeny*, (62), 64-78. (In Russian)
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003). *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 215-241.
- Ivanov O.K. (1997) Kontsentricheski-zonal'nye piroksenit-dunitovye massivy Urals: mineralogiya, petrologiya, genesis [Concentrically zoned pyroxenite-dunite massifs of the Urals: mineralogy, petrology, genesis]. Ekaterinburg, URGU Publ., 488 p. (In Russian)
- Kadik A.A., Stupakov E.P. (1970) Modeling of temperature fields near magmatic bodies with considerable radial extent. *Geokhimiya*, (1), 43-53. (In Russian)
- Karetnikov A.S. (2006) Age and genesis of platinum mineralization of the Konder massif: paleomagnetic and radioisotope data. *Litosfera*, (3), 96-107. (In Russian)
- Knaupf O.V. (2009) U-PB age of zircons from dunite-clinopyroxenite nuclei of Kytlymsky (Middle Urals) and Galmoenensky (South Koryakia) zonal massifs of the Ural type. *Vestn. SPbGU*, (4), 64-71. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhny Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294.
- Kulikova V.V., Bychkova Ya.V., Kulikov V.S. (2010) Bad-



- deleyite is the main mineral for isotopic dating of mafic-ultramafic komatiite series of the southeastern Fennoscandian shield. "Sovremennaya mineralogiya: ot teorii k praktike". Tezisy XI s"ezda Rossiiskogo mineralogicheskogo obshchestva ["Modern mineralogy: from theory to practice". Abstracts of the XI Congress of the Russian Mineralogical Society], 212-214. (In Russian)
- Kuznetsov D.V., Mukatova A. (2013) The formation of baddeleyite during the disilication of zircon in the rodingitized highly granular granitites of the Mindyak massif in the Southern Urals. *Ezhegodnik-2012. Tr. IGG UrO RAN* [Yearbook-2012. Proc. IGG UB RAS], **160**, 224-228. (In Russian)
- Kuznetsov Yu.A. (1964) Glavnye tipy magmaticheskikh formatsii [The main types of magmatic formations]. Moscow, Nedra Publ., 387 p. (In Russian)
- Lizuka T., Yamaguchi T., Hibiya Y., Amelin Y. (2015) Meteorite zircon constrains on the bulk Lu-Hf isotope composition and early differentiation of the Earth. *Proc. Nat. Acad. USA*, **112**(17), 5331-5336.
- Lykov A.V. (1954) Yavleniya perenosa v kapillyarnoporiistyykh telakh [Transport phenomena in capillary-porous bodies]. Moscow, Gos. Izd. technical and theoretical literature Publ., 296 p. (In Russian)
- Malitch K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. (2009) Archean U-Pb isotope age of zircon from dunite of the Nizhny Tagil massif (the Uralian Platinum belt). *Dokl. Earth Sci.*, **427** (1), 851-855.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2012) The age of Kondyor massif dunites (Aldan province, Russia): first U-Pb isotopic data. *Dokl. Earth Sci.*, **446** (1), 1054-1058.
- Mitsyuk S.S., Zinchuk N.N., Koptil' V.N., Kutuzova E.Ya., Lashkevich I.V. (2005) New indicators of zircons of kimberlite origin. *Geologiya almazov – nastoyashchee i budushchee* [Geology of diamonds – present and future]. Voronezh St.Univ. Publ., 674-720. (In Russian)
- Moskaleva S.V. (1959) On the age and structure of the Kraka massifs in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **127**(1), 170-173. (In Russian)
- Pinus G.V., Velinskii V.V., Lesnov F.P., Bannikov O.L., Agafonov L.V. (1973) *Al'pinotipnye giperbazity Anadyro-Koryakskoi skladchatoi sistemy* [Alpinotype hyperbasites of the Anadyr-Koryak fold system]. Novosibirsk, Nauka Publ., 320 p. (In Russian)
- Pushkarev E.V., Fershtater G.B. (1995) Mineralogical and petrochemical discreteness of rocks and the problem of the origin of primary melts of dunite-clinopyroxenite-syenite-gabbro complexes. *Aktual'nye problemy magmaticheskoi geologii, petrologii i rudoobrazovaniya* [Actual problems of magmatic geology, petrology and ore formation]. Ekaterinburg, Uralgeolkom, IGG, UB RAS, 100-110. (In Russian)
- Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar Pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.*, **1452**, 456.
- Ronkin Yu.L., Efimov A.A., Lepikhina G.A., Maslov A.V., Rodionov N.V. (2013) U-Pb dating of the baddeleyite-zircon system from Pt-bearing dunite of the Konder massif, Aldan shield: new data. *Dokl. Earth Sci.*, **450** (2), 607-612.
- Ryzhkov V.M., Anfilogov V.N., Blinov I.A., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2016) Phase equilibria in the MgO–SiO<sub>2</sub>–ZrO<sub>2</sub> system. *Dokl. Earth Sci.*, **469** (2), 824-827.
- Salop L.I. (1982) *Geologicheskoe razvitiye Zemli v dokembrii* [Geological development of the Earth in the Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 343 p. (In Russian)
- Saltykov A.K., Nikitina L.P., Matukov D.I. (2008) U-Pb age of zircon from xenoliths of mantle peridotites in Cenozoic alkaline basalts of the Vitim plateau (Eastern Baikal region). *Zapiski RMO*, (3), 1-22. (In Russian)
- Savel'ev D.E., Snachev V.I., Savel'eva E.N., Bazhin E.A. (2008) *Geologiya, petrologiya i khromitonosnost' gabbro-giperbasitovykh massivov Uzhnogo Urala* [Geology, petrology and chromite content of gabbro-hyperbasite massifs in the Southern Urals]. Ufa, 319 p. (In Russian)
- Savel'eva G.N., Batanova V.G., Berezhnaya N.A., Presnyakov S.L., Sobolev A.V., Skublov S.G., Belousov I.A. (2013) Polychronous formation of mantle complexes of ophiolites (Polar Urals). *Geotektonika*, (3), 43-57. (In Russian)
- Shulyatin O.G., Andreev S.I., Belyatskii B.V., Trukhalev A.I. (2012) Age and stage of formation of igneous rocks of the Mid-Atlantic Ridge by geological and radiological data. *Region. Geol. Metallogeny*, **50**, 28-36. (In Russian)
- Simonov V.A., Kovyazin S.V., Prihod'ko V.S. (2011) Genesis of platiniferous massifs in the Southeastern Siberian platform. *Petrology*, **19** (6), 549-567.
- Simonov V.A., Puchkov V.N., Prihod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V. (2013) Conditions of crystallization of dunites of the Nizhny Tagil platinum-bearing ultrabasic massif (the Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **449**(6), 692-695. (In Russian)
- Skolotnev S.G., Ipat'eva I.S., Beltenev V.E., Lepekhina E.N. (2010) Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the central atlantic and their geotectonic implications. *Geotectonics*, **44**(6), 462-492.
- Takahashi E. (1986) Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367-9382.
- Toropov N.A., Barzakovski V.P., Lapin V.V., Kurzeva N.N. (1969) Diagrammy sostoyaniya silikatnykh system. Spravochnik. T. 1 [Diagrams of the state of silicate systems. Reference book. V. 1]. Leningrad, Nauka Publ., 822 p. (In Russian)
- Velinskii V.V. (1979) *Al'pinotipnye giperbasity perekhodnykh zon ocean-kontinent* [Alpin-type hyperbasites of ocean-continent transition zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)