

## О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА УРАЛА

К. С. Иванов, В. Н. Смирнов, О. П. Лепихина

Ключевской габбро-ультрабазитовый массив является наиболее представительным офиолитовым комплексом [1, 5, 10, 11, 13 и др.] восточного (палеостроводужного) сектора Урала, точнее, всех его зон, расположенных восточнее зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР). В последние годы было получено достаточно много новых данных по геологии, изотопии и возрасту ультраосновных массивов именно зоны ГУГР [2, 3, 7, 9, 12, 14, 16 и др.]. Однако на Урале, кроме ГУГР, выделяется еще не менее 8 крупных субмеридиональных тектонических швов, к которым приурочены пояса и тела ультрамафитов. Большая часть их обнажена в пределах Южного и Среднего Урала, севернее они погружаются под рыхлые мезокайнозойские осадки Западно-Сибирского нефтегазосносного мегабассейна, образуя шовные зоны в его фундаменте [6 и др.]. Ключевской массив расположен в 80 км юго-восточнее г. Екатеринбурга, в окружении девонских вулканогенно-терригенных и силурийских терригенно-карбонатных толщ. В меридиональном направлении массив протягивается на 25 км, с максимальной шириной 7.5 км в южной части; площадь массива 85 км<sup>2</sup>. В строении массива принимает участие два обособляющихся комплекса пород: дунит-гарцбургитовый (тектонизированные мантийные перидотиты) и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (расслоенная часть офиолитового разреза).

Дунит-гарцбургитовый комплекс пользуется преобладающим развитием, практически целиком слагая северную и центральную части массива. Контакт с породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса тектонический. Дунит-гарцбургитовый комплекс представлен чередованием дунитов и гарцбургитов с постепенными переходами между ними. По данным геолого-съёмочных работ (В.П. Олерский и др., 1984, [1]), количество дунитов довольно широко варьирует, составляя в среднем 24%. Участки гарцбургитов, разделяющие дунитовые тела, имеют ширину от 1 до 15 м, обычно – 1–6 м. Все породы дунит-гарцбургитового комплекса интенсивно тектонизированы; С.А. Щербаковым [15] намечено три этапа высокотемпературных пластических деформаций, протекавших, по его мнению, частично в мантийных, а частично – в коровых условиях. Позднее они сменились хрупкими деформациями, развитыми в пределах маломощных локаль-

ных зон и происходившими уже после серпентинизации или одновременно с ней.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс слагает несколько тектонических блоков в южной и западной частях массива. Тела габброидов занимают строго определенное геологическое положение, надстраивая расслоенный дунит-верлит-клинопироксенитовый разрез, хотя характер взаимоотношений между ними не установлен из-за отсутствия обнаженности. Дуниты, верлиты и клинопироксениты образуют вытянутый в широтном направлении тектонический блок, занимающий южную часть Ключевского массива. Породы блока имеют отчетливо выраженную расслоенность. Нижняя часть разреза, представленная в разной степени серпентинизированными дунитами с телами сингенетичных вкрапленных хромитовых руд, обнажается в юго-восточной части блока. Выше располагается ритмично-полосчатая толща, в разрезе которой чередуются слои дунитов, верлитов и оливинных пироксенитов с постепенным исчезновением двух первых разновидностей в верхней части, которая целиком сложена клинопироксенитами. Геохимические особенности рассматриваемого комплекса однозначно свидетельствуют о его офиолитовой природе. Породы характеризуются высокой магнезиальностью, повышенным количеством тугоплавких сидерофильных элементов – Cr, Ni. **При этом они обеднены легкоплавкими сидерофильными – Ti, V и литофильными элементами – Rb, Sr, редкими землями, с преобладанием тяжелых редкоземельных элементов над легкими.**

В наиболее полном виде разрез этого комплекса обнажается по р. Сысерть на протяжении 1.5–2.0 км вверх по течению от места ее слияния с р. Исеть, и по р. Исеть на протяжении 500 м вверх по течению от устья Сысерти. Именно в первом из этих разрезов по правому берегу р. Сысерть нами была отобрана серия представительных проб Ключевского массива для изучения методами изотопной геологии. Результаты Sm-Nd датирования дунита, габбро, клинопироксенита, верлита и выделенных фракций оливин и клинопироксена приведены на эволюционной диаграмме Николайсена (рис. 1). Корректная реализация масс-спектрометрического метода изотопного разбавления (ID-TIMS) **была осуществлена** путем предварительного определения содержания Sm-Nd HR/ICP-MS методом и дальнейшей оптимизации на этой основе параметров изотопно-

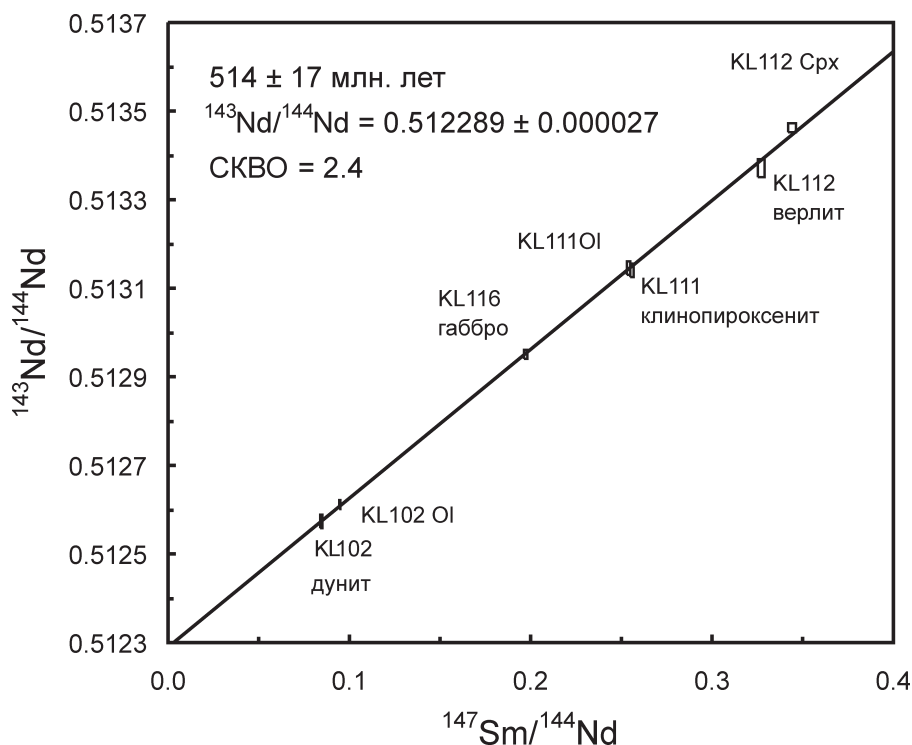


Рис. 1. Эволюционная диаграмма Николайсена для пород Ключевского массива.

го разбавления, что позволило существенно минимизировать аналитические погрешности. Диапазон наблюдаемых вариаций отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  характеризуется довольно значительным размахом ( $0.0846 \pm 0.0004 \div 0.344 \pm 0.002$ ), что, в сочетании с отсутствием корреляционной связи на графике в координатах  $1/\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $R^2 = 0.1043$ ), придает известную значимость полученным Sm-Nd параметрам. Аппроксимация Sm-Nd изотопных данных, представленных валовыми составами дунита, габбро, клинопироксенита и верлита изохронной зависимостью (СКВО = 0.17) определяет возраст 503 млн. лет с весьма малой неопределенностью  $\pm 15$  млн. лет. Аналогичная процедура с Sm-Nd данными, включающими помимо образцов пород в целом и минеральные фракции (7 фигуративных точек), выявляет в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  эволюционную диаграмму, позволяющую вычислить первичное отношение  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512289 \pm 0.000027$  и возраст (СКВО=2.4, III модель Макинтайра, предусматривающая независимость геохимической дисперсии отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ )  $514 \pm 17$  млн. лет (95% доверительный уровень), что примерно соответствует границе раннего и среднего кембрия ( $513 \pm 2$  млн. лет по [17]). Этот результат в пределах наблюдаемых погрешностей совпадает с возрастом, полученным по валовым составам, и, кроме того, с данными, опубликованными в работе В.С. Попова с соавторами [9] (по 3 пробам клинопироксенитов и клинопироксенов из них). Вычисленное значение первичного отношения  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512289 \pm 0.000027$

в терминологических рамках модели CHUR соответствует величине  $\epsilon_{\text{Nd}} = +6.1$ , характеризующая деплетированный источник изученного вещества.

Исследования необходимо продолжить с привлечением и других методов изотопной геохронологии для разных групп пород Ключевского массива. Пока же отметим, что полученные нами данные в целом соответствуют наметившейся в последние годы [9, 20 и др.] (тут, по-видимому, уместно вспомнить и представления рано ушедшей доктора геол.-мин. наук С.В. Москалевой [8] и других) известной тенденции получения относительно “древних”, как правило, верхнедокембрийских (кембрийских) цифр “возраста” габбро-ультрабазитовых массивов Урала, причем как альпинотипной, так и платиноносной ассоциаций. В отношении офиолитов пока не до конца понятно, как эти цифры соотносятся с уже достаточно обильными (многие десятки) и в целом весьма надежными ордовикскими (преимущественно позднеаренигско-среднеордовикскими) определениями возраста (по представительным комплексам конодонтов из сингенетичных прослоев яшм) толщ офиолитовых базальтов [4 и др.], по-видимому, комплементарных с габбро-ультрабазитовыми комплексами. Нам, впрочем, неизвестно ни одного примера надежного (выполненного разными методами с получением сходящихся цифр) определения возраста ВСЕХ членов офиолитовой ассоциации в одном и том же комплексе или массиве. Данные последних лет позволяют предполагать разновозрастность составляющих

единых офиолитовых комплексов (причем нижние, ультрабазит-габбровые части офиолитовых разрезов, по-видимому, существенно древнее толеитовых базальтов и комплекса параллельных диабазовых даек). Говоря другими словами, можно предполагать разновозрастность разных слоев земной коры океанического типа, что, возможно, повлечет за собой смену или уточнение многих устоявшихся представлений о механизмах ее генерации и/или геологической истории складчатых поясов, подобных Уралу. Однако пока это лишь предположение, которое следует проверять детальными прецизионными и весьма трудоемкими исследованиями на модельных, наиболее представительных объектах. На Урале такими, по-видимому, могут являться в первую очередь Ключевской, Войкар-Сыньинский, Сыум-Кеу, а также, с учетом их специфики, Крака, Нурали и Хабарнинский массивы.

Авторы выражают признательность Ю.Л. Ронкину, являющемуся активным участником данного исследования.

*Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 "Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ", при частичной поддержке РФФИ (грант 08-05-00019).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булыкин Л.Д., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные вопросы магматической геологии, петрологии и рудобразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 68–78.
2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера. 2007. № 3, С. 3–31 (ч. 1); № 4, С. 73–101 (ч. 2).
3. Гурская Л.И., Смелова Л.В. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб: ЯНАО МПР РФ, ВСЕГЕИ, 2004. 305 с.
4. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
5. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 133 с.
6. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 4. С. 535–540.
7. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика. Мат-лы междунар. геол. конф. "Чтения А.Н. Заварицкого". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
8. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
9. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-ND изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы междунар. науч. конф. "III Чтения памяти С.Н. Иванова". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100–103.
10. Пушкарев Е.В. Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы Междунар. науч. конф. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 334–346.
11. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / Под редакцией Б.В. Перевозчикова. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
12. Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н., Сулов П.В., Бережная Н.Г. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. "XII чтения памяти А.Н. Заварицкого". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160–164.
13. Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива Урала // Геол. рудн. месторожд. 2009. Т. 51. № 2. С. 125–139.
14. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома (Приполярный сегмент) в свете новых геохимических данных // Литосфера. № 2. 2005. С. 41–59.
15. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М: Наука, 1990. 119 с.
16. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitic zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 3. P. 407–412.
17. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27. № 2. P. 83–100.
18. McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., and Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrones: J. Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 5459–5468.
19. Nicolaysen L.O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks // Annals of the New York Academy of Sciences. 1961. V. 91. P. 198–206.
20. Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A. et al. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // Chem. Geol. 2007. V. 240. № 1–2. P. 61–84.