

Г. П. Кузнецов, Л. И. Лукьянова, Е. М. Шаденков, Л. И. Гурская,  
Г. Г. Кораблев, Л. А. Смелова

**О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ  
И ПЕРСПЕКТИВАХ  
ПЛАТИНОНОСНОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ  
МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА**

G. P. Kuznetsov, L. I. Lukyanova, E. M. Shadenkov, L. I. Gurskaya,  
G. G. Korablev, L. A. Smelova

**ABOUT FORMATIONAL BELONGING AND PROSPECTS  
PLATINUM-BEARING MAFITE-ULTRAMAFITE MASSIFS OF  
SOUTHERN URAL**

Clinopyroxenes and chrome-spinellids of the Kulikovsk, Warsaw, Amamby, Suroyam, and Sakharinsk typhons are characterized. Composition and evolutionary trend of them testify that the typhons contain complexes of dunite-clinopyroxnite-gabbro or dunite-clinopyroxnite-gabbro with increased alkalinity formations, rather than dunite-harzburgite formations as was considered earlier. The characteristic of prospects for platinum-bearings of mafic-ultramafic complexes of the Southern Urals is given.

Несмотря на высокую степень изученности мафит-ультрафитов Южного Урала [2, 10—12, 14, 16, 18—20], а также тот факт, что Урал утвердился в качестве эталонного полигона платинового оруденения [7, 8], массивы, расположенные в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), в восточном борту Магнитогорской мегазоны и в Восточно-Уральских структурах, до сих пор исследованы слабо. Единственным исследователем ультрамафитовых массивов на протяжении десятков лет является А. С. Варлаков [3—6]. В его работах на базе петрографических и петрохимических особенностей они рассматриваются в качестве «рифтогенных офиолитов», что позволяет отличить их от альпинотипных гипербазитов Урала, к которым на структурно-формационных картах отнесены большинство мафит-ультрамафитовых массивов [13]. О. К. Иванов также отмечает их характерные особенности, хотя и рассматривает как концентрически-зональные [15].

В настоящей работе излагаются минералого-геохимические данные, полученные в результате совместных работ Челябинскгеолкома, ВСЕГЕИ и Института минералогии УрО РАН. В последние годы появились новые представления о геологическом строении и истории развития Уральской складчатой области, развиваемые в этих организациях. Урал рассматривается как внутриконтинентальная полициклическая рифтогенная структура, сформировавшаяся на платформенном кристаллическом основании.

Территория западного склона Урала — это пассивная окраина восточной части Русской платформы, сложенная терригенно-карбонатными породами нижнего рифея, представляющими собой образования чехла. Здесь на современный эрозионный срез выведены блоки фундамента: Тараташский, Александровский, Уфалейский. Восточная граница Русской платформы проходит по зоне ГУР, насыщенного телами гипербазитов.

Восточный склон Южного Урала представляет собой гигантскую «макробрекцию», где «обломками» выступают блоки фундамента, претерпевшие неоднократную гранитизацию в палеозое. Это сложнопостроенные гнейсо-мигматит-гранитные комплексы с реликтами гранулитовой фации [9], которые перекрываются образованиями сланцевого комплекса, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Неотъемлемая часть разреза сланцевого комплекса — широкое развитие углеродисто-терригенных образований позднего рифея, которые слагают обширные площади на территории Челябинской области. На восточном склоне Урала выделяются следующие блоки: Сысертско-Ильменогорский, Челябинский, Камбулатовский, Кочкарский, Джабыкский, Суундукский, Нижнесанарский, Мариинский. Радиологические датировки гнейсов уран-свинцовым методом (по метаморфогенным цирконам) свидетельствуют о верхнеархейско-нижнепротерозойском возрасте субстрата кристаллического фундамента: Сысертско-Ильменогорский блок —  $2080 \pm 15$  млн. лет (двупироксеновые кристаллические сланцы селянkinской свиты); абсолютный возраст регрессивного метаморфизма (амфиболитовая фация) —  $1850 \pm 50$  млн. лет. В Челябинском блоке по метаморфогенным цирконам из гнейсов городской толщи определен возраст  $1928 \pm 146$  млн. лет; в гнейсах Джабыкского блока —  $1626 \pm 234$  млн. лет [17]. Мафит-ультрамафитовые массивы в пределах восточного склона Южного Урала занимают различную геологическую позицию. В Сысертско-Ильменогорском, Кочкарском, Мариинском блоках

среди метаморфитов нижнего протерозоя картируются тела линзовидной, чечевицеобразной формы площадью от первых десятков, сотен квадратных метров до первых километров, сложенные оливин-энстатитовыми породами и метаморфитами по ним. Довольно крупные массивы гипербазитов (площадью 60—120 км<sup>2</sup>) картируются среди образований сланцевого комплекса, это Таловский, Татищевский, Верблюжьегорский, Ольховский, Варшавский и Кацбахский массивы. Часть массивов наблюдается среди вулканогенных отложений палеозоя (Сахаринский, Амамбайский, Южно-Амамбайский, Субутакский и др.). Остальные массивы линзовидной и лентообразной формы являются протрузиями и выполняют зоны тектонических нарушений, это Казбаевский, Куликовский, Гогинский, Гулинский, Каменнодольский и др.

Трудности с изучением большинства массивов связаны с крайне низкой обнаженностью, вторичными преобразованиями, в том числе связанными со значительными тектоническими перемещениями. По-видимому, следствием этих перемещений и является сопряженность различных мафит-ультрамафитовых формационных комплексов в одних и тех же массивах. Отсутствие геологических данных о контактах и взаимоотношениях пород в этих массивах определяет степень достоверности приводимых в данной статье выводов, которые тем не менее являются новыми и принципиальными.

Применение микронзондового анализа в исследованиях состава породообразующих и акцессорных минералов позволило получить новые данные о минералогическом составе пород, слагающих некоторые мафит-ультрамафитовые массивы Южного Урала, а также о минералогии малых тел базит-гипербазитового состава, пространственно, а возможно, и генетически связанных с этими массивами.

В результате изучения было установлено:

— в гипербазитовых массивах, относимых ранее к дунит-гарцбургитовой формации, присутствуют «нетипичные» для них разные по составу клинопироксены, а эволюция их свидетельствует о нестандартном для данной формации пироксеновом тренде;

— хромшпинелиды некоторых массивов имеют необычный состав и определенный эволюционный тренд.

Все это позволило предположить, что часть изученных массивов не являются представителями дунит-гарцбургитовой формации и относится к другим формационным типам, либо являются полиформационными и многофазными.

Ниже приводятся оригинальные данные о составах клинопироксенов и хромшпинелидов, на основании чего и делаются

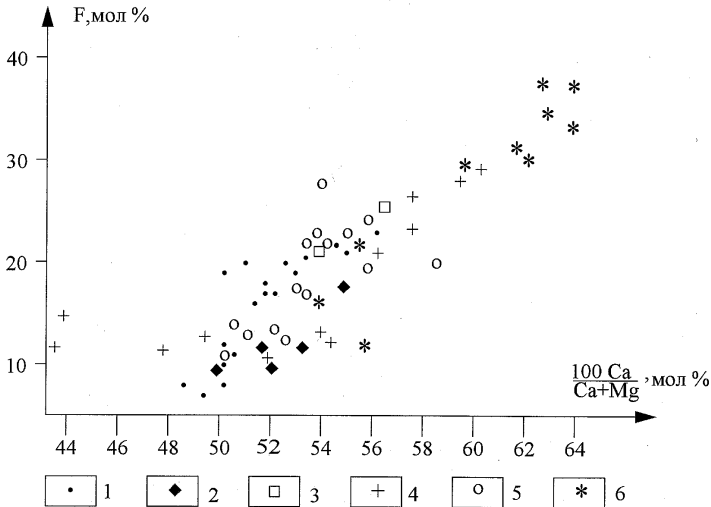


Рис. 1. Составы клинопироксенов из мафит-ультрамафитовых массивов Южного Урала в системе

$$F \left[ \frac{100(\sum \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Cr})}{\sum \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Mg}} \right] - \frac{100\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$$

Массивы: 1 — Куликовский, 2 — Таловский, 3 — Варшавский, 4 — Амамбайский, 5 — Сахаринский, 6 — Суоямский

выводы о различной формационной принадлежности изученных объектов: Куликовского, Таловского, Варшавского, Амамбайского, Сахаринского и Суоямского массивов. Кроме того, в работе приводятся краткие сведения и о других минералах, слагающих породы этих массивов.

Породы **Куликовского** массива представлены, в основном, серпентинитами. Среди клинопироксенов и хромшпинелидов по их составу можно выделить две группы этих минералов.

Клинопироксены первой группы и высокоглиноземистые хромшпинелиды являются характерными минералами гарцбургитов, лерцолитов, дунит-гарцбургитовой формации. Клинопироксены этой группы характеризуются низкой железистостью и титанистостью ( $F \leq 10-11$ ,  $\text{TiO}_2 < 0.2$  мас. %), повышенными содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $\geq 1$  мас. %),  $\text{SiO}_2$  ( $> 53$  мас. %) и NiO (до 0.4 мас. %). Отношение  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  варьирует от 46 до 51 (рис. 1).

Для хромшпинелидов, сосуществующих с клинопироксенами подобного состава, характерны высокие содержания  $Al_2O_3$  ( $> 20$  мас. %), содержание  $Cr_2O_3$  колеблется от 50 до 25 мас. %. Падение концентраций оксида хрома сопровождается возрастанием содержания  $Al_2O_3$  (до 33 мас. %), а затем резким его уменьшением (до 3 мас. %  $Al_2O_3$ , при содержании  $Cr_2O_3$  около 25 мас. %). Содержание  $MgO$  снижается от 12—15 до 3 мас. %; железо остается постоянным (15—20 мас. %), затем резко возрастает до 50—60 мас. % при концентрации  $Cr_2O_3$  25 мас. %. Эволюция химизма хромшпинелидов этой группы заключается в увеличении содержаний в них  $ZnO$  и  $NiO$  до 0.15 и 0.8 мас. % соответственно. Хромшпинелиды, с высокими содержаниями  $ZnO$ ,  $NiO$ ,  $FeO_{общ.}$  и низкими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  образуют также каймы на хромите с высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ . По составу высокоглиноземистые хромшпинелиды отвечают алюмохромитам, хромпикотитам, хромшпинелиды кайм — феррохромитам, хроммагнетитам (рис. 2).

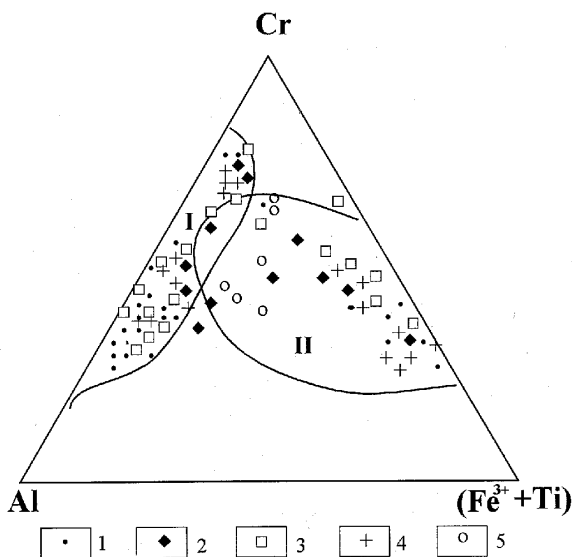


Рис. 2. Составы хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых массивов Южного Урала в системе  $Cr - Al - (Fe^{3+} + Ti)$ .

Массивы: 1 — Куликовский, 2 — Таловский, 3 — Варшавский, 4 — Амамбайский, 5 — Сахаринский; I — поле хромшпинелидов из комплексов дунит-гарцбургитовой формации, II — поле хромшпинелидов из комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой формации и комплексов — продуктов кристаллизации пикритондных расплавов

Клинопироксены второй группы обладают повышенной железистостью ( $F$  15—25),  $TiO_2$  0.7—1 мас. %,  $Cr_2O_3$  0.1—0.3 мас. %,  $SiO_2 < 50$  мас. %,  $Ca/(Ca + Mg)$  изменяется от 49 до 57 (см. рис. 1). Последнее является свидетельством достаточно длительной эволюции состава клинопироксенов на позднемагматической и субсолидусной стадиях. По составу клинопироксены этой группы отвечают диопсид-авгиту. С подобными клинопироксенами сосуществуют хромшпинелиды с низкими содержаниями  $Al_2O_3$  (< 10 мас. %);  $Cr_2O_3$  в них изменяется от 58 до 20 мас. %. Падение содержаний  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  и  $MgO$  сопровождается возрастанием  $FeO_{общ.}$  (с 20 до 60 мас. %). Для хромшпинелидов характерно отсутствие оксидов  $ZnO$ ,  $NiO$  и некоторая обогащенность титаном ( $TiO_2$  до 0.5 мас. %). По составу они отвечают хромитам и субферрихромитам. Клинопироксены и хромшпинелиды подобного состава являются продуктами кристаллизации пикритоидных (пироксенитовых) расплавов повышенной щелочности и титанистости. Прямым подтверждением того, что породы, содержащие клинопироксены и хромшпинелиды второй группы — продукты кристаллизации подобных пикритоидных расплавов, является присутствие в них сульфидов  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Zn$  (халькопирит, халькозин, пентландит, ковеллин, сфалерит). Повышенные содержания титана реализуются наличием в породах ильменита, обогащенного магнием и марганцем, рутила, титаномагнетита. Кроме того, в породах постоянно присутствуют циркон и апатит.

Заканчивая характеристику минералогического состава пород — продуктов кристаллизации пикритоидного расплава, следует отметить наличие в них и таких ксеногенных минералов как алмадин и клинопироксен омфацитового состава. Близкие минералогические особенности имеют породы расслоенного Елань-Вязовского комплекса Воронежского кристаллического щита [21].

**Таловский** массив сложен дунитами, верлитами, оливинитами, клинопироксенитами, габбро. Породы имеют между собой как постепенные переходы, так и секущие взаимоотношения (габбро и клинопироксениты порой образуют жильные тела от нескольких сантиметров до десятков метров, секущие дуниты и верлиты). Главными породообразующими минералами пород являются: серпентинизированный оливин, диопсид, амфибол (актинолит, роговая обманка), лабрадор-андезин и шпинелиды.

Клинопироксены и шпинелиды являются сквозными минералами. Для клинопироксенов характерны высокие содержания

$\text{SiO}_2$  ( $\geq 52$  мас. %), переменная железистость (от 11 мас. % в верлитах до 25 мас. % в габбро). Наиболее железистые клинопироксены содержат  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 1.3 мас. %, а наиболее магнезиальные —  $\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 1$  мас. %. С увеличением железистости клинопироксенов наблюдается увеличение в них отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$  от 50 до 54—55 (рис. 1), что отражает падение температуры их кристаллизации.

Шпинелиды в породах массива характеризуются переменным составом. Наиболее высокохромистые ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  40—55 мас. %) встречаются в дунитах, верлитах. Для клинопироксенитов и габбро свойственны образцы с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 40 до 30—20 мас. %. При этом снижение содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  сопровождается уменьшением концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 12 до 3—2 мас. %),  $\text{MgO}$  (от 10 до 2 мас. %), возрастанием железа (от 20 до 60—75 мас. %). В Таловском массиве установлен следующий ряд: от хромитов к субферрихромитам и феррихромитам до хроммагнетитов (рис. 2). Подобная эволюция составов клинопироксенов и шпинелидов в ряду пород от дунитов до габбро свидетельствует, на наш взгляд, об образовании этих пород в ходе единого процесса эволюции исходного расплава — кристаллизационной дифференциации.

Изученные породы и составы слагающих их минералов (шпинелиды, клинопироксены) свойственны комплексам, относимым к дунит-клинопироксенит-габбровой формации, к представителям которой и следует отнести Таловский массив.

Анализ редких земель показал, что по характеру их распределения и величине концентрации они значительно отличаются от альпинотипных гипербазит-базитовых ассоциаций. Для легких и средних лантаноидов (ряд La—Eu) характерно последовательное увеличение их содержаний от перидотитов к габбро. Степень корреляционной зависимости и отношений РЗЭ сохраняется для всего сингенетического ряда пород, что может свидетельствовать о гомогенности мантийного источника магматического расплава.

В **Варшавском** массиве, так же как и в Таловском, среди клинопироксенов выделяется одна группа. В ее пределах наблюдается увеличение железистости клинопироксенов от 21 до 34, при этом происходит возрастание отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$  от 52 до 55, увеличение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 2.8 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (до 0.7 мас. %). Наличие  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  отмечено лишь в наименее железистом клинопироксене. Содержание  $\text{SiO}_2$  52—53 мас. %. От клинопироксенов Таловского массива они отличаются лишь несколько повышенной железистостью и повышенным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . По составу отвечают диопсиду, салиту, салит-авгиту. По-

роды, содержащие эти клинопироксены развиты в восточной части массива и представлены рядом дунит-клинопироксенит-габбро, при этом наиболее железистые и глиноземистые клинопироксены встречены в габбро.

В парагенезисе с клинопироксенами находятся хромшпинелиды, для которых характерно невысокое содержание  $Al_2O_3$  ( $\leq 10$  мас. %), содержание  $Cr_2O_3$  колеблется от 60 до 30 мас. %. С падением содержания  $Cr_2O_3$  происходит падение  $MgO$  с 10 до 1 мас. %, возрастание содержания суммарного железа от 20 до 50 мас. %. По составу эти хромшпинелиды отвечают хромитам, субферрихромитам, феррихромитам, хроммагнетитам (см. рис. 2).

Парагенезис клинопироксенов и хромшпинелидов, отмеченный в Варшавском массиве в серии пород дунит-клинопироксенит-габбро, является четким свидетельством о принадлежности этой серии, как и в Таловском массиве, к одноименной формации.

Кроме низкоглиноземистых хромшпинелидов в апогипербазитовых серпентинитах, слагающих большую западную часть Варшавского массива, отмечена ассоциация высокоглиноземистых хромшпинелидов, характерных для пород дунит-гарцбургитовой формации. Хромшпинелиды содержат более 20 мас. %  $Al_2O_3$ , содержание  $Cr_2O_3$  составляет 35—50 мас. %,  $MgO$  5—15 мас. %,  $Fe_{общ}$  10—30 мас. %.

Наличие двух резко отличных по составу серий хромшпинелидов в породах Варшавского массива позволяет сделать вывод об участии в его строении двух серий пород, относящихся к разным формациям: дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой.

Среди клинопироксенов и хромшпинелидов **Амамбайского** массива выделяются две группы минералов. Клинопироксены первой группы характеризуются низкими отношениями  $[Ca/(Ca + Mg)]$  (от 45 до 51), железистость их составляет 12—23. Для них характерно почти постоянное присутствие  $Cr_2O_3$  ( $\geq 1$  мас. %), высокое содержание  $SiO_2$  ( $\leq 53$ —55 мас. %),  $Al_2O_3$  изменяется от 0 до 3 мас. %. По составу это хромдиопсиды. Породы, в которых встречены такие клинопироксены, представлены лерцолитами, но чаще всего серпентинитами. Хромшпинелиды из этих пород выделяются также в самостоятельную группу (первую). Для них характерно повышенное содержание  $Al_2O_3$  (15—22 мас. %); содержание  $Cr_2O_3$  снижается от 55 до 45—40 мас. %;  $MgO$  8—12 мас. %; содержание суммарного железа составляет



20—30 мас. %. Эпизодически в хромшпинелидах отмечается присутствие  $MnO$  в количестве до 1 мас. %. Характерной особенностью эволюции составов хромшпинелидов этой группы является рост содержания  $Al_2O_3$  с падением содержания  $Cr_2O_3$ . По составу хромшпинелиды отвечают алюмохромитам, редко — хромитам (см. рис. 2).

Как видно из приведенных данных, изученные клинопироксены и хромшпинелиды отличаются от сходных по составу групп минералов из других массивов следующими особенностями. Так, клинопироксены имеют повышенную железистость, а хромшпинелиды пониженную глиноземистость, что видимо, является отражением подобных же особенностей состава содержащих их пород. Минералы лерцолитов, гарцбургитов, дунитов имеют повышенную железистость и могут быть отнесены к дунит-гарцбургитовой формации повышенной железистости. Последняя особенность, по-видимому, является следствием частичного плавления мантийного субстрата.

Клинопироксены второй группы (см. рис. 2) отличаются от клинопироксенов первой высоким (52—58) отношением  $Ca/(Ca + Mg)$ , повышенной железистостью ( $F$  31—44), пониженной кремнеземистостью ( $SiO_2 < 52$  мас. %) и, как следствие, повышенным отношением  $Al_2O_3/SiO_2$  (количество  $Al_2O_3$  в них такое же, как и в клинопироксенах первой группы), свидетельствующим о повышенной десилицированности расплава, из которого они образованы [22]. Клинопироксены по составу отвечают диопсиду или салиту. Клинопироксены подобного состава встречаются в верлитах, клинопироксенитах, габбро, монцонитах. В парагенезисе с ними отмечаются хромшпинелиды, выделенные во вторую группу. Для них характерно низкое содержание  $Al_2O_3$  (11—4 мас. %), содержание  $Cr_2O_3$  колеблется от 60 до 20 мас. %,  $MgO$  от 12 до 8 мас. %, содержание суммарного железа составляет 20—70 мас. %. Для низкохромистых разновидностей характерно присутствие  $MnO$  (до 6 мас. %). По составу хромшпинелиды отвечают хромитам, феррихромитам, хроммагнетитам (см. рис. 2).

Клинопироксены и хромшпинелиды второй группы, как видно из приведенных данных, заметно отличаются от аналогичных минералов из таких же пород других массивов. Так, клинопироксены имеют повышенную железистость, кальциевость; хромшпинелиды характеризуются высоким содержанием  $MnO$ , что может свидетельствовать об образовании содержащих их пород из более железистого расплава, дающего дунит-клинопироксенит-габбровые серии или расплава, испытавшего большую дифференциацию, в процессе которой происходила его де-

силикация, на что указывает увеличение отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  [22]. По составу этот расплав, видимо соответствовал пикритоидному (пироксенитовому).

В породах **Сахаринского** массива, представленных серий от пироксеносодержащих дунитов до верлитов, клинопироксенитов, габбро, монцонитов, сиенитов, встречены клинопироксены, которые образуют эволюционный ряд от маложелезистых (F 14) в дунитах, верлитах, до высокожелезистых (F 43) в габбро, монцонитах. В этом ряду, в процессе увеличения железистости клинопироксенов происходит падение содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 1 до 0 мас. %), увеличение их кальциевости, что находит отражение в увеличении отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  от 50 до 58 (рис. 1), а так же — отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ . При этом для оливинсодержащих пород характерны значительные вариации отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ , что указывает на достаточно длительный этап их позднемагматических и субсолидусных преобразований, тогда как для габбро эти вариации малы и свидетельствуют об их достаточно быстрой кристаллизации из габбрового расплава. Как можно видеть, главной особенностью составов клинопироксенов Сахаринского массива, как и Амамбайского, является их повышенная железистость. Однако, клинопироксены Сахаринского массива образуют непрерывный ряд, что может явиться следствием того, что они, точнее весь спектр пород, слагающих массив, кристаллизовались из единого расплава в процессе его дифференциации. Незначительное увеличение отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  в клинопироксенах из поздних пород массива может свидетельствовать о том, что в процессе дифференциации расплав претерпел десиликацию. По составу клинопироксены массива отвечают диопсидам разной железистости и салитам.

Хромшпинелиды Сахаринского массива также представляют собой единый эволюционный ряд, в котором падение содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 55 до 38 мас. % сопровождается ростом содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 7 до 14 мас. %, железа от 28 до 40 мас. %,  $\text{TiO}_2$  до 1 мас. %; падением содержания  $\text{MgO}$  от 10 до 6 мас. %. По составу хромшпинелиды Сахаринского района отвечают субферрихромитам, субферриалюмохромитам (см. рис. 2). Такой ход эволюции составов хромшпинелидов, видимо, обусловлен его совместной кристаллизацией с какой-либо магнезиальной фазой (оливин, клинопироксен?), но до начала кристаллизации алюминийсодержащих фаз. Хромшпинелиды таких составов обычно характерны для стратиформных интрузивов, дунит-клинопироксенитовых интрузивов повышенной щелочности — типа Кондер, Инагли, а также для коматиитов.

Клинопироксены в **Суоямском** массиве встречены во всех типах пород от аподунитовых флогопитовых серпентинитов и верлитов до разнообразных по составу клинопироксенитов (рудных, слюдяных, полевошпатовых), и щелочных и фельдшпатоидных сиенитов. Они образуют единую серию от диопсида в серпентинитах, верлитах до диопсид-авгита, салит-авгита в пироксенитах и сиенитах. Эволюция составов клинопироксенов в этом ряду сопровождается возрастанием их железистости, отношений  $Ca/(Ca + Mg)$ ,  $Al_2O_3/SiO_2$ , что указывает на их непрерывное образование из кристаллизующегося расплава ультрамафитового состава повышенной щелочности.

Помимо полученных данных об эволюции составов клинопироксенов в процессе дифференциации щелочно-ультраосновного расплава, о его щелочном уклоне свидетельствует также наличие в породах массива таких минералов как флогопит-биотит, калий-натриевый полевой шпат, канкринит, нефелин.

Хромшпинелиды в породах Суоямского массива отсутствуют, их место занимает магнетит. При этом магнетит также имеет переменный состав и образует единую серию от хроммагнетита (10—12 мас. %  $Cr_2O_3$ ) в серпентинитах до малохромистых и безхромистых магнетитов в клинопироксенитах и сиенитах. Отсутствие типичных хромшпинелидов в породах массива связывается с пониженным содержанием  $Cr_2O_3$  в исходном расплаве, а также повышенной щелочностью исходного расплава, что способствует рассеиванию хрома в решетках таких породообразующих минералов как клинопироксен и слюда.

На основании изучения составов хромшпинелидов, клинопироксенов из пород Куликовского, Таловского, Варшавского, Амамбайского, Сахаринского и Суоямского массивов можно сделать следующие выводы о формационной принадлежности комплексов пород, слагающих эти массивы.

В Куликовском массиве выявлено два комплекса пород, для которых характерны клинопироксены и хромшпинелиды с отличными друг от друга особенностями химического состава. На основании рассмотрения этих особенностей был сделан вывод о принадлежности каждого из комплексов пород к разным формациям: первый комплекс, породы которого содержат маложелезистые клинопироксены и высокоглиноземистые хромшпинелиды, является представителем дунит-гарцбургитовой формации; второй, в породах которого встречены высокожелезистые клинопироксены, низкоглиноземистые хромшпинелиды, должен быть отнесен к «пикритоидной» формации повышенной щелочности, с которой обычно связано сульфидное медно-никелевое оруде-

ние. На повышенную щелочность расплава, из которого был сформирован второй комплекс пород Куликовского массива, также указывают пониженное содержание  $\text{SiO}_2$  и повышенное отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  в клинопироксенах.

Таловский массив относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации, апогарцбургитовые серпентиниты восточной полосы тектонически совмещены с данной формацией.

В строении Варшавского массива принимают участие два комплекса пород — дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций.

В Амамбайском массиве также установлено участие в его строении двух комплексов разной формационной принадлежности. Комплекс пород, содержащих высокоглиноземистые хромшпинелиды и маложелезистые клинопироксены, является представителем дунит-гарцбургитовой формации. Породы с железистыми клинопироксенами и низкожелезистыми хромшпинелидами образованы из пикритоидного расплава и относятся, вероятно, к дунит-клинопироксенит-габбровой формации повышенной щелочности.

В Сахаринском массиве установлено наличие в его строении одного комплекса пород, о четкой формационной принадлежности которого на данном этапе судить трудно. Эволюционные ряды клинопироксенов и хромшпинелидов из пород массива сходны с таковыми из серий комагиитов, возможно пикритов повышенной щелочности. Исходный для Сахаринского массива расплав в процессе дифференциации испытывал незначительную десиликацию.

Суоямский массив сложен единым комплексом пород. Изучение единой серии клинопироксенов и ферришпинелидов из пород массива показало, что в процессе дифференциации исходного расплава происходила его десиликация. Исходный расплав имел ультрамафитовый состав и повышенную щелочность. Это подтверждается концентрацией и распределением легких и тяжелых редких земель в различных породах массива. На основании изучения клинопироксенов, шпинелидов, а также более раннего изучения петрохимических, геохимических, минералогических особенностей, слагающих массивы пород, можно сделать вывод, что он по своей формационной принадлежности занимает промежуточное положение между дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультрамафитовой формациями [1].

Одновременно с изучением минералогии охарактеризованных массивов во ВСЕГЕИ проводилась предварительная оценка перспектив платиноносности ряда ультрамафитовых массивов и

вмещающих терригенно-карбонатных пород, обогащенных углестым веществом («углистые сланцы»).

На платиноиды были опробованы следующие объекты:

— западный склон Урала: рудные клинопироксениты и магнетитовые кварциты Тараташского блока, вкрапленные и сплошные титаномагнетитовые руды из расслоенной Кусинско-Копанской габбро-амфиболитовой протрузии, рудные клинопироксениты Суроямского массива;

— восточный склон Урала: хромитовые руды Уфалейского, Золотогорского, Таловского, Верблюжьегогорского, Варшавского, Амамбайского, Иткульского, Каркодинского массивов.

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

— значимые содержания платины — 0.25 г/т, палладия — 0.1 г/т, золота — 0.1—0.25 г/т, серебра — 5 г/т обнаружены в рудных пироксенитах Суроямского массива;

— в Тараташском комплексе (месторождение Радостное) платиноиды концентрируются в магнетитовых кварцитах, обогащенных сульфидами, где отмечается платина (0.15 г/т) и палладий (290—650 мг/т);

— вкрапленные титаномагнетитовые руды Кусинско-Копанской протрузии содержат палладий в количестве 490—820 мг/т, причем количество платиноидов повышается в титаномагнетитовых рудах по сравнению с магнетитовыми, палладий также обнаружен и в горнблендитах (до 750 мг/т);

— хромитовые руды Уфалейского, Каркодинского, Иткульского, Таловского, Золотогорского, Узынкырского, Амамбайского, Верблюжьегогорского и Варшавского массивов содержат, по предварительным данным, небольшие количества платиноидов (300—600 мг/т), что требует более детального их изучения на все шесть металлов платиновой группы. Однако, уже сегодня можно сказать, что наиболее перспективны массивы Уфалейский, Верблюжьегогорский, Варшавский, которые по своим геохимическим особенностям отличаются повышенными содержаниями никеля (0.2—0.3 мас. %), меди (0.1—0.2 мас. %), кобальта (150 г/т). В Верблюжьегогорском массиве отмечается селен (до 10—12 г/т), в Узынкырском — мышьяк (100—120 г/т) – спутник промышленных концентраций металлов платиновой группы;

— Каркодинский, Таловский, Иткульский, Амамбайский массивы характеризуются полиметаллической ассоциацией: цинка — 0.1 мас. %, меди — 120 г/т, свинца — 30 г/т, мышьяка 30—50 г/т; Уфалейский — редкометальной (в г/т): лантан — 25, ит-

трий — 25, иттербий — 3, скандий — 15, галлий — 25, цирконий — 60;

— в Золотогорском массиве ведущей является никель-арсенидная геохимическая ассоциация: никеля — 0.2 мас. %, кобальта — 150 г/т, мышьяка — 50 — 80 г/т.

В заключение можно отметить, что изучение платиноносности пород и руд Южного Урала только начинается. Полученные предварительные результаты свидетельствуют о перспективности этого направления.

В свете новых данных о формационной принадлежности изученных гипербазитовых массивов требуется более детальное исследование Куликовского, Варшавского и Амамбайского массивов в отношении содержания в них иридия, осмия, рутения — металлов, характерных для массивов дунит-гарцбургитовой формации, что может также подтвердить их формационную принадлежность; Таловского массива — на платину (по сходству с Нижне-Тагильским массивом), Суоямского — на палладий.

Особый интерес представляют черносланцевые комплексы Урала в отношении платиновой и золото-палладиевой минерализации.

## Литература

1. Белковский А. И., Селиверстов Г. Ф. О формационной принадлежности Суоямского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 3. С. 660—663.

2. Булькин Л. Д., Золоев К. К. Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения // Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 71—78.

3. Варлаков А. С. К петрографии и петрохимии гипербазитов Сарановского хромитоносного массива // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 26—44.

4. Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.

5. Варлаков А. С. Рифтогенные догеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Вулканизм, метаморфизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 34—38.

6. Варлаков А. С. Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса // Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 68 с.

7. Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Золоев К. К. Продуктивность платинометаллических поясов Урала // Ежегодник-1994. Свердловск: ИГИГ УрО РАН, 1995. С. 61—63.

8. Волченко Ю. А., Неустроева И. И., Вилисов В. В. Платиноидное оруденение краевых полосчатых серий альпинотипных комплексов Урала // Ежегодник-1992. Свердловск: ИГИГ УрО РАН, 1993. С. 77—80.

9. Грачев В. А., Кейльман Г. А. О минеральных ассоциациях граунулитовой фации в гнейсах Урала // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 6. С. 1438—1441.

10. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Недра, 1984. 230 с.

11. Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24—42.

12. Золоев К. К., Булькин Л. Д. О формационном делении ультраосновных пород Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 3. С. 694—697.

13. Золоев К. К., Штейнберг Д. С., Шмаина М. Я. и др. Альпино-типные гипербазиты Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1985. 66 с.

14. Иванов О. К. Зональные ультрамафические массивы Урала // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 326—353.

15. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис) // Екатеринбург: Из-во Уральского университета, 1997. 327 с.

16. Иванов О. К. Расслоенные хромитоносные массивы Урала. М.: Наука, 1990. 244 с.

17. Краснобаев А. А., Нечухин В. М., Давыдов В. А., Соколов В. Б. Цирконовая геохронология и проблемы террейнов Уральской аккреационно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 196—206.

18. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Недра, 1983. 292 с.

19. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала // Тр. / Ин-т геол и геох. УФАН СССР. В. 79. 1966. 234 с.

20. Малахов И. А., Штейнберг Д. С. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов пород ряда дунит-гарцбургит на Урале // Тр. / Ин-т геол. и геох. УФАН СССР. В. 70. 1965. № 6.

21. Слюжков Ю. Д. Признаки контаминации при формировании расслоенного ультрамафит-мафитового Елань-Вязовского комплекса // Минералогия Урала. Материалы III-го регионального совещания. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. Т. II. С. 118—121.

22. Le Bas M. J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. Journ. Sci., 1962. V. 260. P. 267—288.