

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУД ФАНЕРОЗОЙСКИХ  
ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

УДК 550.42:553.491

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНОГО  
ДУНИТ-ВЕРЛИТОВОГО МАССИВА МЕДЕК (*Восточный Саян, Россия*)

А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина, А.А. Дорошков

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия*

Рассмотрены закономерности поведения элементов группы железа и платины при становлении дунит-верлитового массива Медек. Приведены сведения по особенностям внутреннего строения и минеральному составу, создана объемная геохимическая модель массива. Изучение состава оливина показало, что содержание форстеритового компонента варьирует от 90 до 73 % сверху вниз по разрезу массива. При этом наблюдается уменьшение объемного содержания оливина и появление вместо акцессорного хромшпинелида ильменита. Анализ совокупности полученных данных позволил сделать вывод, что наблюдаемая зональность в вариациях состава пород и минералов характерна для магматической дифференциации, проявленной в пластовом теле, которое изменило свое первичное залегание. Предложен геодинамический сценарий, связывающий образование массива с распадом суперконтинента Родиния, а дальнейшее изменение первичного залегания — с последующими аккреционно-коллизийными событиями, проявившимися на южной и юго-западной окраине Сибирского кратона в период 600—450 млн лет.

*Элементы группы железа, ЭПГ, композиционные тренды, процессы дифференциации, объемная геохимическая модель.*

GEOCHEMICAL MODEL FOR THE FORMATION OF THE MEDEK PLATINUM-BEARING  
DUNITE-WEHRLITE MASSIF (*East Sayan, Russia*)

A.S. Mekhonoshin, T.B. Kolotilina, and A.A. Doroshkov

We study the behavior of a number of siderophile elements, including platinum-group elements, during the formation of the Medek dunite–wehrlite massif. Its structural position, internal structure, and mineralogical composition are presented; a 3D geochemical model is constructed. The forsterite content of olivine varies from 90 to 73% from top to bottom of the vertical cross section of the massif. In addition, there are a decrease in the volume content of olivine and the appearance of ilmenite instead of accessory Cr-spinel. The observed zonation in variations in the composition of rocks and minerals is consistent with magmatic differentiation in a sheet-like body, which changed its primary occurrence. A geodynamic scenario is proposed, which links the formation of the massif with the break-up of Rodinia and the further changes in the primary occurrence with subsequent accretion–collision events on the southern and southwestern margins of the Siberian craton in the period 600—450 Ma.

*Siderophile elements, PGE, composition trends, differentiation, 3D geochemical model*

ВВЕДЕНИЕ

Существенное значение для решения многих вопросов теории эндогенного рудообразования и петрогенезиса имеет установление закономерностей распределения редких элементов в изверженных горных породах, что позволяет не только рассмотреть фундаментальные проблемы петрологии, но и выявить критерии потенциальной рудоносности магматических тел [Таусон, 1977]. Для ультрабазит-базитовых комплексов ключевыми являются элементы группы железа и платины (ЭПГ).

Ультраосновные породы имеют очень незначительную распространенность в земной коре, но составляют основной объем мантии, и их роль в истории эволюции Земли — главенствующая. Теснейшим об-

разом с ними связаны основные породы. При зарождении магм образуется единая система: ультраосновной рестит — базальтовый расплав и при кристаллизации — ультраосновной кумулат — поздние образования основного состава. Несмотря на длительную историю изучения этих пород, открываются все новые и новые проблемы, касающиеся их формирования, перемещения в земную кору, преобразования в иных физико-химических условиях и рудообразования. Развитие современной аналитической базы позволяет на микроуровне рассмотреть распределение элементов группы железа и платины между самородной, оксидной и сульфидной фазами.

К докембрийским структурам южного обрамления Сибирского кратона приурочена металлогеническая провинция с многочисленными, в том числе промышленными, Ni-Cu-ЭПГ месторождениями и рудопроявлениями, связанными с ультрамафит-мафитовыми магматическими комплексами докембрийского возраста [Поляков и др., 2013; Мехоношин и др., 2016]. В центральной части Восточного Саяна в нее входят месторождения Барбитайского (массивы Желос, Токты-Ой, Правохаломинский) и Гутаро-Удинского (массивы Тартайский, Медек, Малошитинский и др.) рудных узлов [Мехоношин и др., 2013; Подлипский и др., 2015; Колотилина и др., 2016]. Рудоносные массивы принадлежат к дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации неопротерозойского возраста [Мехоношин и др., 2016]. Они представляют собой относительно небольшие по размерам линзовидные и изометричные тела, нередко подверженные пликативным, дизъюнктивным дислокациям и будинированию, что затрудняет не только определение исходной формы интрузий, но и положения рудных горизонтов.

Наибольший объем работ был проведен на массиве Медек (Огнит), при этом главное внимание уделялось рудной минерализации [Мехоношин и др., 2013; Tolstykh, 2013; Шведов и др., 2016; Shvedov, Barkov, 2017]. В настоящей статье впервые представлена объемная геохимическая модель массива, рассмотрены закономерности изменения состава пород и минералов по разрезам и дается наиболее полное представление о его петрологии.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В исследовании использованы более 300 образцов пород и руд, отобранных как на поверхностных обнажениях массива, так и материал из открытых горных выработок и керна скважин.

Аналитические исследования проводились в Центре коллективного пользования «Изоотно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Содержания породообразующих оксидов в породах определялись методами РФА (на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО «Научприбор», Орел, Россия)) и классическим силикатным анализом. Содержания микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ИСП-МС). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировали по международным стандартным образцам дунита СДУ-1 и перидотита JP-1.

Содержания элементов платиновой группы (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os), Au и Re определялись методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения Element 2 (Finnigan MAT) с использованием открытого кислотного разложения и отделением матричных элементов на катионите КУ-2-8 по методике [Меньшиков и др., 2016]. Правильность определения концентраций и дрейф прибора контролировали по стандартным образцам Ж-3, РП-1 (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Au) и ЕСО-2 (Pd, Pt), а также Jp-1 (Япония), DZE-1 (Китай) — (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Au), аналитики В.И. Меньшиков и В.Н. Власова. Значения пределов обнаружения, рассчитанные с учетом величины контрольного опыта и его стандартного отклонения (при переведении навески 1 г в 50 мл) составили (нг/г): для Ru — 0.13, Rh — 0.09, Pd — 1.4, Re — 0.07, Os — 0.02, Ir — 0.09, Pt — 1.0. Относительные ошибки, полученные при измерении стандартов не превышают 10 %.

Состав породообразующих и акцессорных минералов определялся методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd., Япония). Аналитик Л.А. Павлова. Анализируются зерна минералов из полированных образцов. Измерение интенсивностей рентгеновского излучения оливинов выполнялось на волновых спектрометрах при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА, используя кристаллы-анализаторы TAPN для  $MgK_{\alpha}$ - и  $AlK_{\alpha}$ -линий; PETJ для  $TiK_{\alpha}$ -линии; LiFh для  $ZnK_{\alpha}$ -,  $NiK_{\alpha}$ -,  $MnK_{\alpha}$ -линий и LiF для  $CrK_{\alpha}$ -,  $FeK_{\alpha}$ -линий. В качестве образцов сравнения использовали сфалерит ( $ZnK_{\alpha}$ -), оксид  $NiFeO_4$  ( $FeK_{\alpha}$ - и  $NiK_{\alpha}$ -), оливин СН-1 ( $MgK_{\alpha}$ -), Mn-гранат ( $MnK_{\alpha}$ -), хромит 79/62 ( $CrK_{\alpha}$ -), гранат С-153 ( $AlK_{\alpha}$ -), ильменит ГФ-55 ( $TiK_{\alpha}$ -). Метрологические характеристики методики определяли на контрольных образцах известного состава. Пределы обнаружения элементов (мас. %): 0.03 (Fe, Mn, Cr), 0.04 (Ni, Al, Mg), 0.05 (Ti), 0.06 (Zn). Образцы сравнения и контрольные образцы охарактеризованы как стандартные образцы предприятия в

Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Относительная погрешность определения Mg, Fe, Ti, Mn, Ni составила 20—25 отн. % в диапазоне концентраций 0.1—1 мас. %; 7—10 отн. % в диапазоне концентраций 1—5 мас.%; 4—5 отн. % в диапазоне концентраций 5—10 мас. %; 2—3 отн. % в диапазоне концентраций 10—20 мас.%; 2 отн. % в диапазоне концентраций 25—40 мас. %; 1—1.5 отн. % в диапазоне концентраций 40—70 мас. %.

При построении цифровых моделей рельефа использовались данные спутникового радиометрического зондирования ASTER GDEM, находящиеся в свободном доступе, позволяющие строить цифровые модели рельефа вплоть до пятнадцатиметрового пространственного разрешения в плане. Для решения задач объемного моделирования применялось программное обеспечение Leapfrog 3D (ARANZ Geo Limited). Кроме того, для классификации распределения элементов внутри массива при создании объемной модели использовался метод, опирающийся на алгоритм естественных границ Дженкинса [North, 2009], который группирует похожие значения, увеличивая различия между классами. Выбор алгоритма Дженкинса был связан с тем, что характер данных, присущий разведывательной сети буровых скважин, не позволяет наглядно отобразить распределение элементов в модели всего массива при помощи точных методов классификации, таких как равные интервалы (используемый, например, при подсчете запасов). Метод естественных границ помог выделить зоны, в которых встречаются большие различия между данными, и разместить все внутри одного объекта. Для увеличения точности отображения распределения элементов в приповерхностном слое была выполнена нормализация данных бурения материалами штучного опробования.

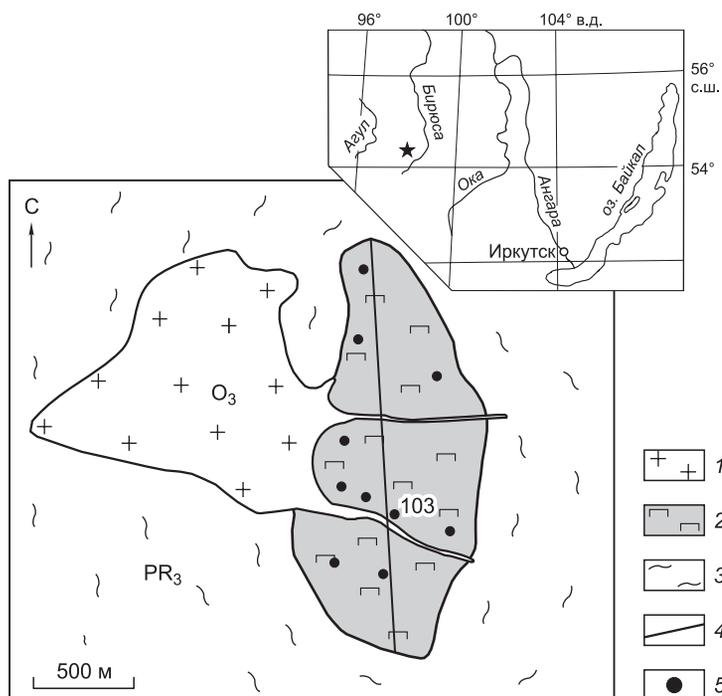
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Массив Медек расположен в центральной части Восточного Саяна, в междуречье Мал. Бирюса — Уда, в 7 км от стрелки рек Черный и Красный Огнит, вверх по течению р. Черный Огнит (рис. 1, а). В плане он представляет собой линзообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении, площадь выхода составляет около 2 км<sup>2</sup>. Хотя непосредственные границы с вмещающими породами не наблюдаются, о тектоническом характере взаимоотношений говорят отрицательные формы рельефа, развитые на контактах, зоны милонитизации и катаклаза, сопровождающиеся метаморфогенным преобразованием пород.

Массив прорывается серией дайкообразных тел гранитного состава (пегматиты, аплиты), которые выходят и во вмещающие породы. Вмещающая толща в обрамлении массива представлена гранат-дистен-биотитовыми гнейсами, насыщенными рутилом и цирконом, редкими выходами амфиболитов и мраморов, которые образованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температурах 600—650 °С и давлениях 5—6 кбар [Мехоношин и др., 2012]. Возраст проявления метаморфизма по данным <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb датирования составляет ~600 млн лет [Мехоношин и др., 2006].

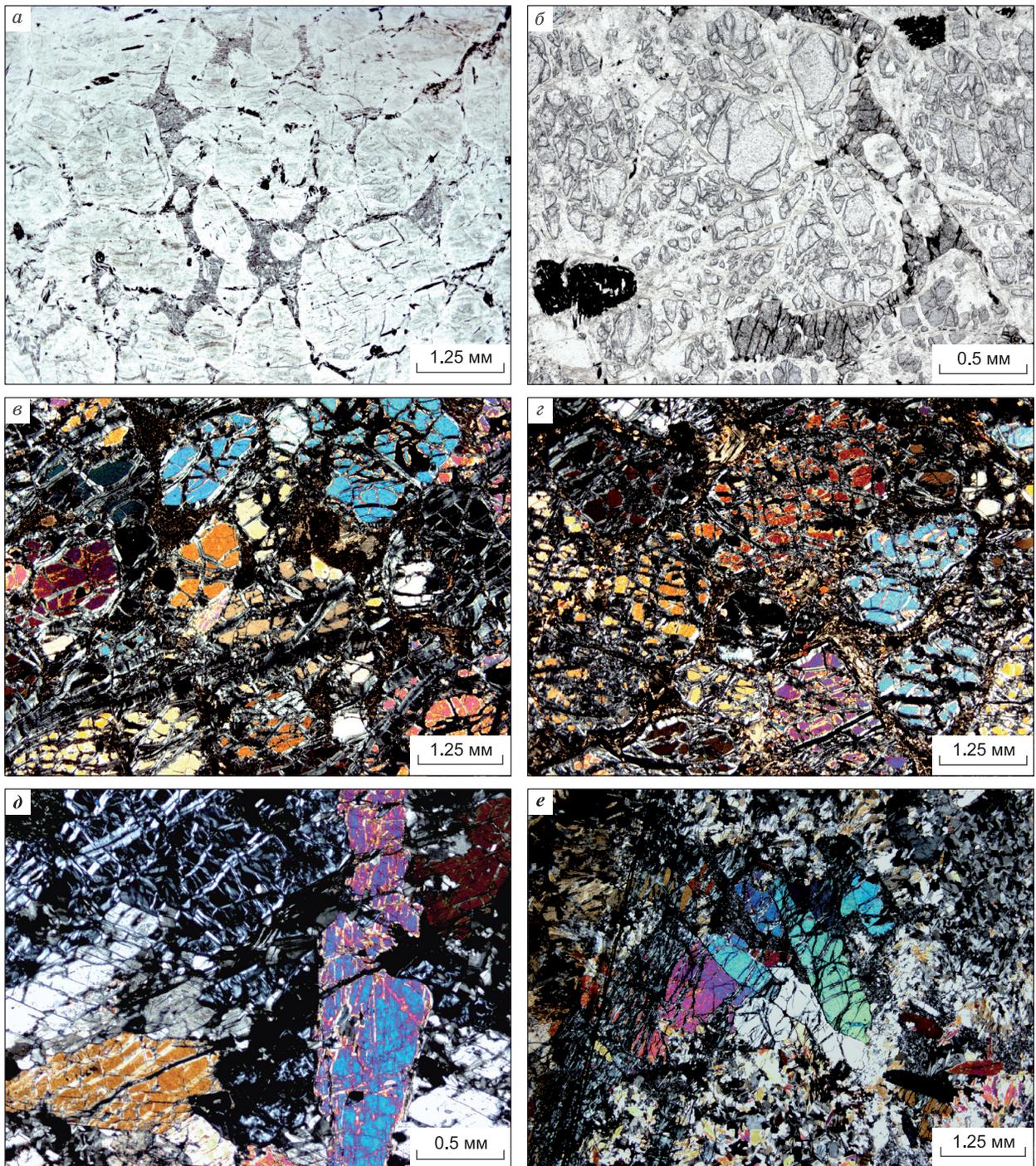
Массив Медек сложен дунит-верлитовой дифференцированной серией пород с постепенными переходами между петрографическими разностями. В породах массива наблюдается грубоплитчатая отдельность, элементы залегания которой совпадают с элементами залегания пород. В крупных коренных обнажениях отмечается ортогональная сетка трещиноватости с сохранившимися в ядрах первично-магматическими породами. Элементы трещиноватости пород совпадают с простираем вмещающих толщ.

Дуниты массива — среднезернистые, микроструктура пород кумулятивная, с четко проявленным идиоморфизмом зерен оливина (рис. 2, а-г). Интерку-



**Рис. 1. Местоположение и схематическая геологическая карта массива Медек.**

1 — граниты, сиениты, диориты; 2 — ультрабазиты; 3 — гнейсы, сланцы, амфиболиты; 4 — линия разреза, 5 — положение скважин.



**Рис. 2. Петрографические различия пород.**

*a–г* — слабосерпентинизированные дуниты: *a* — обр. 14-65; *б* — обр. 14-70; *в* — обр. 14-75; *г* — обр. 14-76; *д* — амфиболитованный верлит, обр. 14-94; *е* — аповерлитовая серпентин-хлорит-амфиболовая порода с реликтами шестоватых оливинов, обр. 14-115. *a, б* — поляризаторы параллельны, *в–е* — скрещены.

мулусный пироксен по составу отвечает хромдиопсиду. Главным акцессорным минералом является хромшпинелид. Для верлитов характерны кумулятивные и пойкилитовые структуры (см. рис. 2, *д*). В качестве акцессорного минерала в них кроме хромшпинелида появляется ильменит, который иногда находится с ним в тесном срастании. Первичные породы подверглись серпентинизации, хлоритизации, оталькованию, в небольшой степени амфиболитации. Сохранившиеся породы находятся в центральных частях массива, превращенные в серпентин-хлоритовые и серпентин-хлорит-амфиболовые породы (см. рис. 2, *е*) — в краевых.

Главным породообразующим минералом является оливин. В дунитах центральной части массива и слабоизмененных верлитах он образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна размером 2—3 мм, в серпентинизированных верлитах он главным образом сохранился в реликтах. Состав оливина варьирует от  $Fe_{0.2}$  в дунитах до  $Fe_{0.7}$  в верлитах. Клинопироксен чаще реликтовый, по составу он соответствует субкальциевому авгиту или хромдиопсиду, с содержаниями  $TiO_2$  – 0.1—0.6,  $Al_2O_3$  – 0.5—6.0,  $Cr_2O_3$  – 0.7—1.7 мас. %. Ортопироксен – бронзит, присутствует в небольшом количестве. Существуют несколько генераций хромшпинелидов [Бенедюк и др., 2015], они меняют состав от хромпикотитов – в дунитах до феррохромитов — в верлитах. Для них характерны высокие содержания  $TiO_2$  (1—4 мас. %),  $V_2O_5$  (0.5—0.8 мас. %),  $NiO$  (0.1—0.4 мас. %), умеренные  $ZnO$  (0.2—0.5 мас. %). В ильмените содержания  $MgO$  изменяются в широком диапазоне от 10 до 1.5 мас. %.

Оруденение в массиве представлено в основном вкрапленными сульфидными рудами, которые состоят главным образом из пентландита, в переменных количествах присутствует халькопирит, троилит и кубанит. Максимальное количество сульфидов достигает 10 об. %. Первичные минеральные ассоциации были преобразованы в условиях низких уровней фугитивности кислорода и серы в системе [Мехоношин и др., 2013]. При этом в крайних случаях происходило образование аварунита и самородной меди и замещение сперрилита орселитом, а также Pt-Fe-Ni и Pt-Fe-Cu-сплавами.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ВАРИАЦИИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ПО РАЗРЕЗУ МАССИВА

В таблицах 1 и 2 представлены составы пород из скв. 103, на рис. 3 использованы все имеющиеся данные по петрохимическому составу пород, пересчитанные на 100 % безводного остатка.

Породы массива относятся к ультрабазитам низкщелочного петрохимического ряда. На вариационных диаграммах (см. рис. 3) содержания  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $CaO$  постепенно увеличиваются с уменьшением  $MgO$  от дунитов к верлитам. Диапазон содержаний элементов составляет (в мас. %):  $SiO_2$  38—46,  $TiO_2$  0.08—0.9,  $Al_2O_3$  1—8,  $MgO$  25—49,  $CaO$  0.4—12. Максимальные содержания  $Na_2O$  (0.86 мас. %) наблюдаются в измененных породах. Отсутствие четкой зависимости между изменениями содержаний  $FeO$  и  $MgO$ , вероятно, обусловлено присутствием сульфидов, хромшпинелидов и магнетита. Разброс  $Na_2O$  и  $K_2O$  связан с подвижностью щелочей при низкотемпературном изменении пород, которое, как отмечалось выше, широко проявлено в массиве.

Все редкие элементы, кроме Ni, Co, Cr и V, имеют низкие содержания как в дунитах, так и в верлитах (см. табл. 2). Для Ti характерна положительная корреляция с Zr и V, а для Cr отрицательная со Sc (рис. 4), обусловленная преимущественным вхождением Zr и V в ильменит, а Sc — в клинопироксен. Обращает на себя внимание характер зависимости между содержаниями Cr и V, свидетельствующий о перераспределении этих элементов между оксидными минеральными фазами.

Таблица 1. Представительные составы пород массива Медек

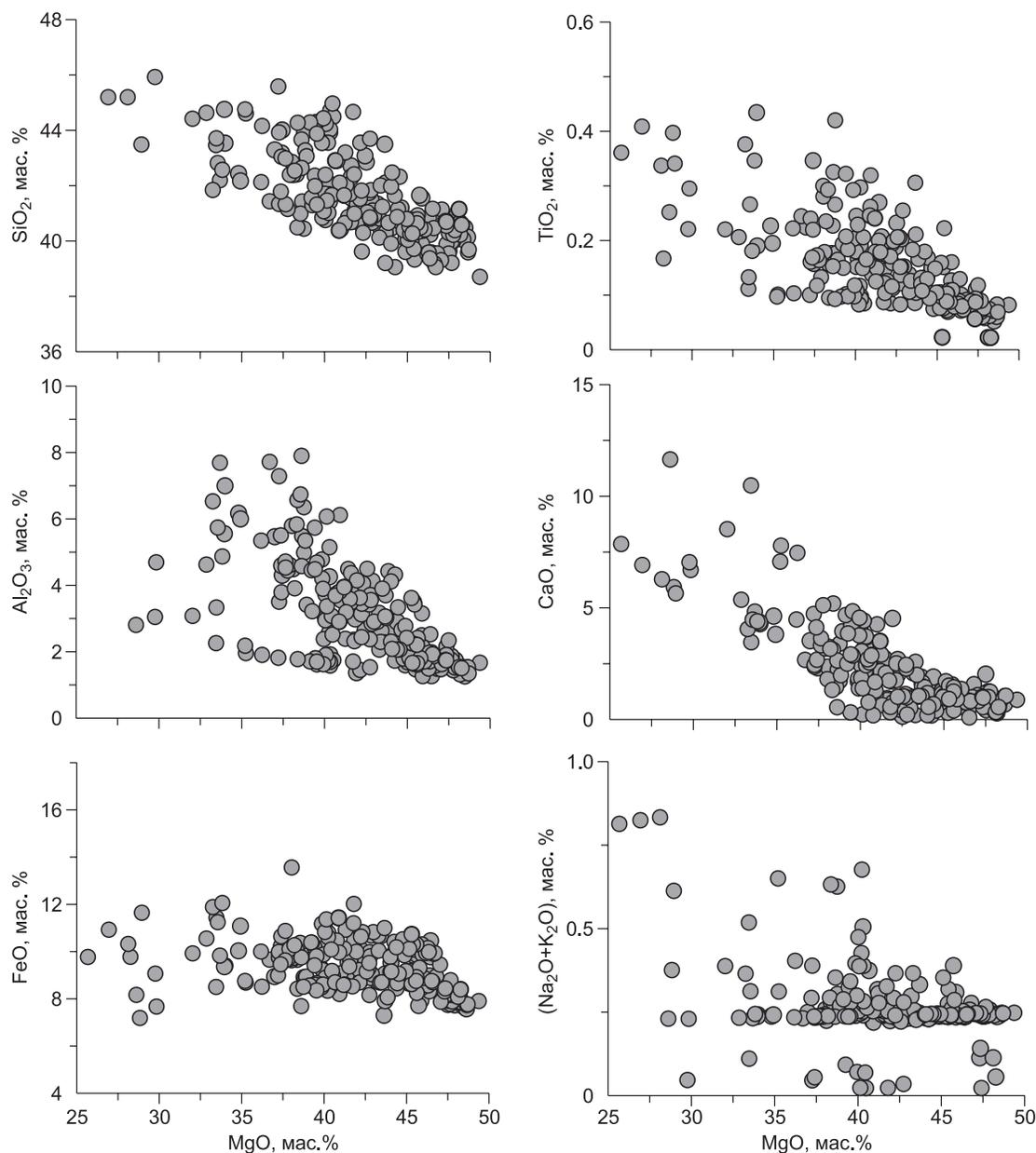
Компонент	14-63	14-64	14-65	14-66	14-67	14-69	14-70	14-72	14-73	14-74	14-75	14-76	14-78	14-79	14-82
$SiO_2$ , мас. %	34.57	34.93	34.50	34.49	34.61	34.73	36.40	38.90	35.21	37.07	36.52	36.09	35.35	35.09	36.25
$TiO_2$	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10
$Al_2O_3$	1.38	1.44	1.45	1.53	1.53	1.60	1.54	2.90	2.08	1.67	1.63	1.99	1.92	2.08	1.99
$Fe_2O_3$	9.93	10.18	10.08	10.09	9.77	8.39	8.99	11.15	7.97	9.31	9.44	8.58	8.56	8.87	9.48
MnO	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.13	0.17	0.12	0.13	0.14	0.12	0.13	0.13	0.13
MgO	39.10	39.91	38.79	38.22	38.82	39.98	41.46	41.69	39.25	41.27	41.30	40.12	39.64	38.67	38.02
CaO	0.35	1.03	0.92	0.62	0.81	0.71	1.23	0.24	1.06	1.57	0.82	1.34	1.09	0.87	0.17
$Na_2O$	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
$K_2O$	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	1.63	0.02	0.12	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
$P_2O_5$	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
П.п.п.	14.18	12.28	13.89	14.66	14.15	14.34	10.07	6.41	14.25	9.94	10.57	11.46	12.98	14.06	13.62
Сумма	99.75	100.05	99.95	99.85	99.93	99.98	99.94	103.27	100.1	101.31	100.59	99.83	99.77	99.89	99.8
Cr, г/т	5900	5800	5800	5700	6000	5900	5700	4400	5600	5300	5400	5200	5300	5200	4800
Ni	2500	2400	2500	2500	2600	2500	2500	2500	2400	2300	2400	2300	2300	2300	2300
Co	140	140	140	140	140	130	130	140	120	140	140	120	130	130	130
Cu	260	20	30	20	20	30	10	10	10	60	10	20	10	40	30
Zn	20	20	20	20	20	10	10	20	10	10	10	10	10	20	20
Глубина, м	20.7	32.0	48.0	80.0	96.0	154.0	196.5	250.0	270.0	303.0	320.0	332.0	338.5	350.0	367.0

Компонент	14-85	14-92	14-95	14-96	14-98	14-99	14-100	14-102	14-103	14-107	14-108	14-110	14-112	14-113	14-115
SiO <sub>2</sub> , мас. %	36.48	37.70	36.53	37.94	36.60	37.45	37.27	37.73	38.25	38.47	40.24	43.03	40.56	44.83	42.81
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.12	0.15	0.28	0.16	0.21	0.18	0.20	0.16	0.31	0.19	0.32	0.32	0.34	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.13	4.10	4.01	3.83	4.15	3.44	3.98	4.79	6.97	4.40	4.17	7.12	7.15	6.76	6.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.42	10.10	10.80	10.38	9.76	10.16	9.39	10.06	10.01	12.24	10.69	11.04	12.20	10.47	11.63
MnO	0.14	0.15	0.18	0.16	0.13	0.14	0.14	0.15	0.12	0.15	0.18	0.13	0.16	0.17	0.16
MgO	36.84	33.71	33.28	32.59	35.03	33.63	35.00	32.40	30.53	30.57	29.63	26.77	27.00	24.49	25.52
CaO	0.89	2.83	3.22	3.78	2.54	2.79	2.59	4.01	4.38	3.97	4.84	5.98	5.27	7.50	6.55
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.49	0.54	0.71	0.71
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.30	0.03	0.07	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04
П.п.п.	12.64	11.22	12.12	11.15	11.56	12.13	11.66	10.84	9.74	9.79	10.07	4.98	6.92	4.63	5.38
Сумма	99.68	100.1	100.3	100.19	99.97	100.19	100.29	100.26	100.2	100.15	100.12	100.24	100.23	100.04	100.14
Cr, г/т	1500	4400	1300	1300	4400	4300	4400	4400	4400	3800	4000	2700	3300	2100	2700
Ni	1800	1700	1100	900	1600	1600	1600	1400	1400	1200	1200	1100	1000	900	900
Co	150	110	160	120	120	120	110	110	120	120	110	90	100	80	90
Cu	670	580	1870	90	60	60	70	200	140	580	590	230	70	40	50
Zn	60	30	120	60	30	30	30	20	30	50	40	50	70	60	70
Глубина, м	386.0	429.0	436.0	440.0	452.0	456.0	457.0	471.4	483.0	496.0	498.0	511.7	517.0	518.7	521.1

Таблица 2. Содержания редких элементов в породах массива Медек

Компонент	14-64	14-65	14-70	14-72	14-74	14-75	14-95	14-96	14-98	14-103	14-110	14-112	14-115
Sc, г/т	9	9	9	6	10	9	23	18	15	17	20	15	19
Ti	385	348	423	317	497	422	997	2336	947	1039	2222	1932	2343
V	50	53	46	31	48	54	95	86	83	120	129	128	118
Y	1.2	1.1	1.2	0.08	2.0	1.36	5.1	4.8	2.9	4.0	8.7	8.6	11.3
Zr	0.79	1.1	0.82	0.43	0.71	0.59	5.5	5.3	1.9	2.8	31	14.8	23
La	0.14	0.13	0.22	0.10	0.25	0.20	0.60	0.52	0.26	0.39	3.75	3.67	4.50
Ce	0.31	0.29	0.47	0.13	0.60	0.42	1.40	1.31	0.65	1.02	7.79	7.39	10.50
Pr	0.05	0.05	0.06	0.01	0.09	0.06	0.22	0.20	0.10	0.16	0.96	0.97	1.30
Nd	0.29	0.25	0.30	0.05	0.49	0.33	1.15	1.08	0.60	0.87	3.78	4.16	5.23
Sm	0.12	0.10	0.11	0.01	0.17	0.12	0.44	0.42	0.26	0.35	1.01	1.04	1.35
Eu	0.04	0.04	0.04	0.01	0.07	0.05	0.16	0.17	0.11	0.14	0.21	0.24	0.29
Gd	0.18	0.18	0.20	0.02	0.22	0.14	0.53	0.60	0.39	0.49	1.13	1.21	1.62
Tb	0.04	0.03	0.03	0.00	0.05	0.03	0.13	0.13	0.08	0.11	0.25	0.24	0.32
Dy	0.21	0.20	0.24	0.01	0.34	0.22	0.86	0.82	0.51	0.73	1.43	1.53	1.89
Ho	0.05	0.05	0.05	0.00	0.08	0.05	0.19	0.18	0.12	0.16	0.33	0.34	0.42
Er	0.15	0.14	0.15	0.01	0.23	0.17	0.62	0.57	0.36	0.51	1.05	0.99	1.30
Tm	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.08	0.05	0.07	0.15	0.15	0.18
Yb	0.17	0.15	0.17	0.01	0.23	0.18	0.64	0.55	0.35	0.45	0.97	0.90	1.18
Lu	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.03	0.08	0.09	0.05	0.07	0.15	0.14	0.17

Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) невысокие и варьируют от 2—7 г/т в дунитах до 10—30 г/т в верлитах (см. табл. 2). Наблюдаются два типа спектров распределения РЗЭ, нормализованных относительно хондрита (рис. 5): пологие без аномалий и обогащенные легкими РЗЭ, с небольшими европиевыми минимумами при практически плоском распределении тяжелых лантаноидов. Первый тип распределения наблюдается в слабоизмененных дунитах и верлитах, второй — в измененных верлитах из приконтактной зоны. Наличие европиевых минимумов может быть связано с фракционированием плагиоклаза при кристаллизации магмы. Несмотря на то, что в массиве не обнару-



**Рис. 3. Диаграммы вариаций породообразующих оксидов в зависимости от содержания MgO в породах массива.**

жены плагиоклазсодержащие разности пород, в ряде массивов этого формационного типа присутствуют плагиоперидотиты и оливиновые меланогаббро [Подлипский и др., 2015].

Содержания Ni, Cu, S и ЭПГ во вкрапленных рудах приведены в табл. 3, на рис. 6 нанесены все имеющиеся данные по содержаниям этих элементов в породах и вкрапленных рудах. Наиболее четко проявлена положительная корреляция между Cu и S вне зависимости от уровня содержаний S. Для Ni, Pd и Pt такая тенденция наблюдается, когда содержания серы > 0.3 мас. %. Соотношение Ni и Cu в таких образцах указывает на фракционирование между пентландитом и халькопиритом. Для большей части пород и руд массива присущи Cu/Pd отношения ( $8 \times 10^3$ — $5.7 \times 10$ ), равные и ниже таковых примитивной мантии ( $10^4$ — $10^3$ ) (рис. 7) и сопоставимые с величинами Cu/Pd известных платиновых рифов Бушвельда и Скаергарда.

В целом в породах и вкрапленных сульфидных рудах содержания элементов платиновой группы высокие и достигают (мг/т): 1500 Pt, 7100 Pd, 110 Ir, 90 Ru, 90 Rh (см. табл. 3). Кривые распределения ЭПГ характеризуются относительно пологим наклоном без заметных экстремумов (рис. 8). Величины  $(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru+Rh)$  отношений изменяются от 10 до 25. В основном в рудах Pd преобладает над Pt.

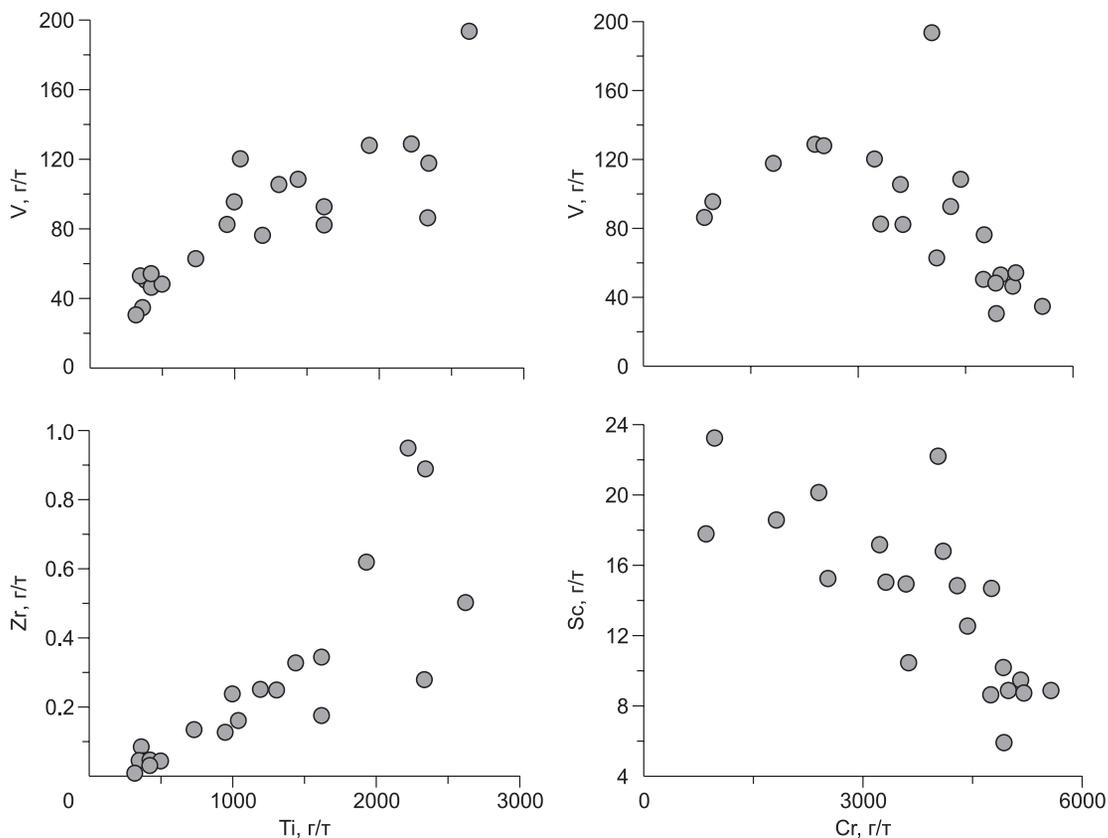


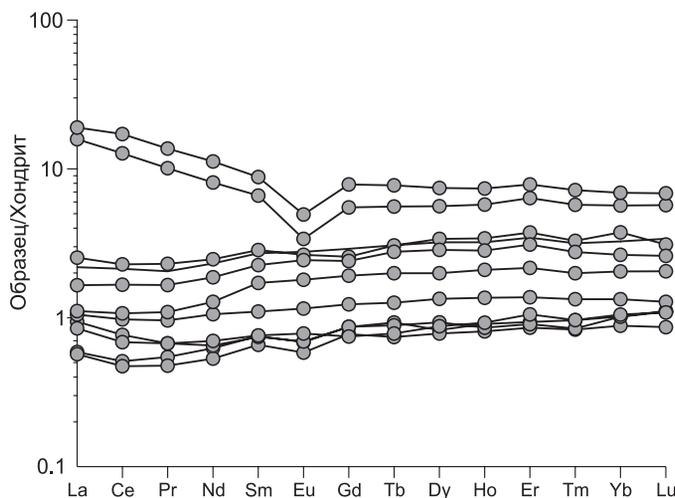
Рис. 4. Диаграммы вариаций ряда литофильных элементов в породах массива.

По соотношению суммы металла к количеству серы в пробе (см. табл. 3) оруденение можно отнести к малосульфидному типу.

Изучение изменений состава минералов по разрезу массива показало, что в оливине сверху вниз содержание форстеритового компонента варьирует от 88—90 до 73 %, при этом содержания NiO уменьшаются от 0.3—0.4 до 0.1 мас. %, а MnO — увеличиваются от 0.1 до 0.4 мас. % (табл. 4, рис. 9). Также сверху вниз по разрезу наблюдается уменьшение объемного содержания оливина с 98—96 до 65 %. Кроме того, вместо акцессорного хромшпинелида в виде включений в оливине появляется ильменит с низким содержанием MgO (рис. 10).

Изменение состава и количества оливина четко фиксируется колебаниями содержаний MgO и Ni по разрезу (рис. 11). Наблюдаемые на уровне 369 м повышенные содержания Ni связаны с присутствием редковкрапленных сульфидов. Также сверху вниз по разрезу отмечается уменьшение величины Ni/

Co от 17 до 10, а количество  $TiO_2$  возрастает до 0.4 мас. %.



#### ОБЪЕМНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАССИВА

Объемная модель Медекского массива (рис. 12) была построена в результате совместного использования данных поверхностного опробования и глубинного бурения. Полученные визуальные образы позволили

Рис. 5. Распределение РЗЭ в породах массива.

Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984].

Таблица 3. Содержания Ni, Cu (г/т), S (мас. %) и ЭПГ (мг/т) во вкрапленных рудах массива Медек

№ пробы	Ni	Cu	Os	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	S	$\frac{\sum \text{ЭПГ} \cdot 10^6}{S}$
14-161	13000	4500	86.99	91.21	42.86	7144.6	111.52	1297	1.65	532
14-162	1500	1200	0.12	0.47	0.44	28.1	0.64	12	0.59	7
14-164	2600	400	2.14	15.33	2.41	163.3	2.49	46	0.38	61
14-165	6800	1700	11.25	8.26	5.54	3314.1	4.69	1493	1.93	251
14-170	7300	1700	6.06	50.46	16.48	662.5	20.13	787	1.63	95
Ог-36/1	2900	900	н/д	17.00	9.90	180.0	5.50	160	0.35	106
Ог-39	11300	7500	»	53.00	42.00	930.0	14.00	760	1.49	121
Ог-40	1750	800	»	14.00	7.70	180.0	7.00	110	0.50	64

Примечание. н/д — нет данных.

представить форму геологического тела, проследить изменение петрографического состава пород, установить в нем размещение рудных тел и выявить закономерности распределения химических элементов.

Каркас массива был построен по выборкам данных с петрографическим описанием пород. При построении учитывались только породы ультраосновного состава. Вмещающие породы, состав которых является контрастным по отношению к ультрабазитам, послужили границей массива. По результатам бурения подводящий канал интрузии не был обнаружен, все скважины вышли во вмещающую толщу, поэтому при создании каркаса принято допущение, что массив является бескорневым. При построении модели из выборки исключили данные по жилам гранитоидов, которые пронизывают массив, но их следы отчетливо различаются в моделях распределения химических элементов. В итоге, согласно принятым условиям построения, очертания каркаса массива приобрели неправильную воронкообразную форму (см. рис. 12, а, б).

Для построения геохимических моделей, показывающих внутреннее строение массива, использовались пространственные запросы к базе данных, которые возвращали выборки элементов, входящих в

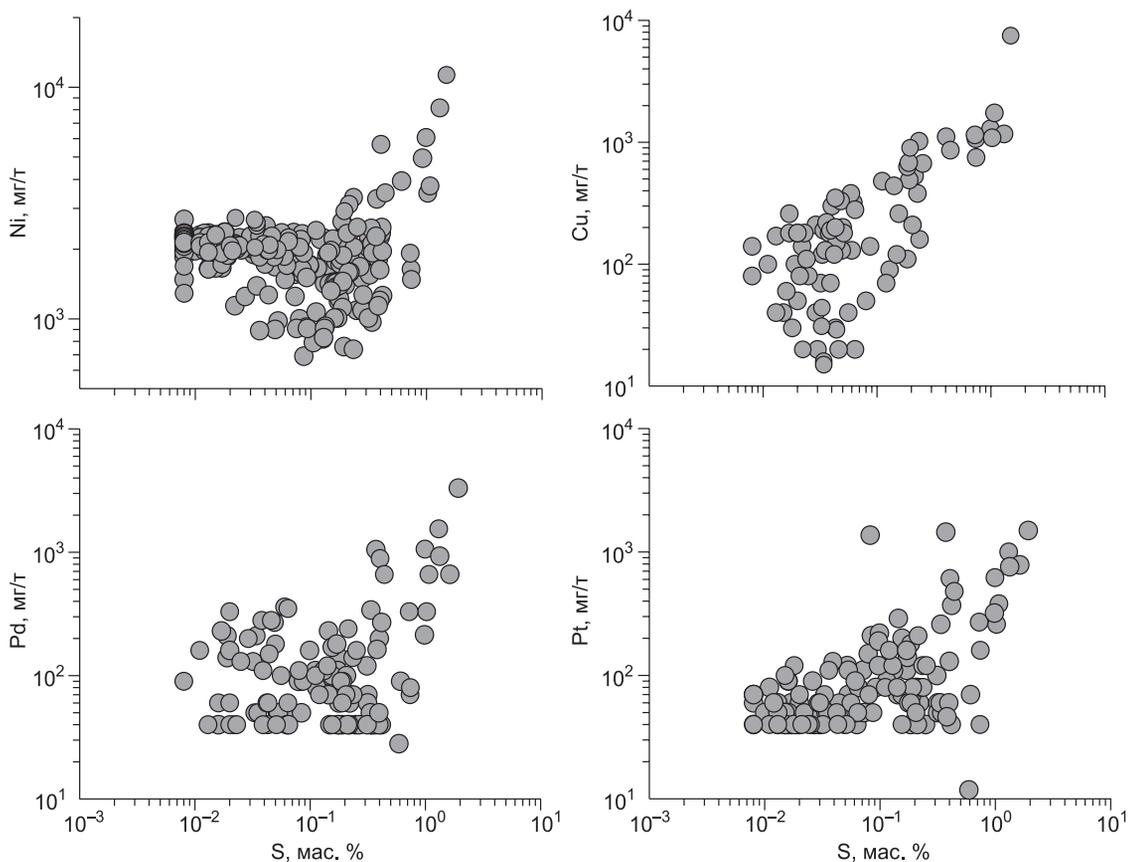


Рис. 6. Диаграммы вариаций Ni, Cu, Pd и Pt в зависимости от содержаний S.

Таблица 4.

Состав оливина (мас. %) по разрезу скважины 103

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	Fo, %	Глубина, м
14-63	41.3	11.5	0.2	48.2	0.3	88.2	20.7
14-64	40.9	11.7	0.2	48.2	0.3	88.1	32.0
14-65	41.1	11.3	0.2	48.4	0.4	88.5	48.0
14-67	41.7	9.8	0.1	49.4	0.4	90.0	96.0
14-69	40.8	11.6	0.2	48.2	0.4	88.1	154.0
14-70	41.3	10.0	0.1	49.2	0.4	89.8	196.5
14-72	41.4	10.4	0.2	49.2	0.4	89.4	250.0
14-73	41.2	9.8	0.2	49.4	0.4	90.0	270.0
14-75	41.3	9.9	0.1	49.6	0.4	90.0	320.0
14-76	41.5	10.0	0.1	49.7	0.4	89.9	332.0
14-78	41.2	9.8	0.1	49.6	0.4	90.0	338.5
14-79	41.4	10.5	0.2	48.7	0.4	89.2	350.0
14-82	40.8	10.8	0.2	47.4	0.3	88.7	367.0
14-85	39.3	12.7	0.2	47.5	0.2	87.0	386.0
14-92	40.6	14.3	0.3	44.2	0.3	84.7	429.0
14-99	40.3	13.8	0.3	45.7	0.3	85.5	456.0
14-100	40.0	14.1	0.3	44.4	0.3	84.9	457.0
14-102	40.2	15.2	0.2	45.1	0.3	84.1	471.4
14-103	39.1	18.1	0.4	42.2	0.2	80.6	483.0
14-112	38.5	22.7	0.3	37.7	0.1	74.8	517.0
14-115	38.2	25.0	0.4	38.2	0.1	73.1	521.1

Примечание. Fo = (Mg/Mg+Fe)·100 %.

контур полученного на предыдущем этапе каркаса [Дорошков, 2011]. Для моделирования были выбраны элементы, по сочетанию которых возможно проведение петрологических построений и выделение рудных зон.

Анализируя полученные геохимические модели распределения элементов, можно отметить, что самые высокие концентрации хрома приурочены к верхней части интрузии (см. рис. 12, в). Резкое изменение уровня содержания хрома наблюдается в том случае, когда дуниты, в которых количество хромшпинелида максимальное, «переходят» в верлиты, а постепенное — соответствует, вероятно, плавному росту количества хромдиоксида

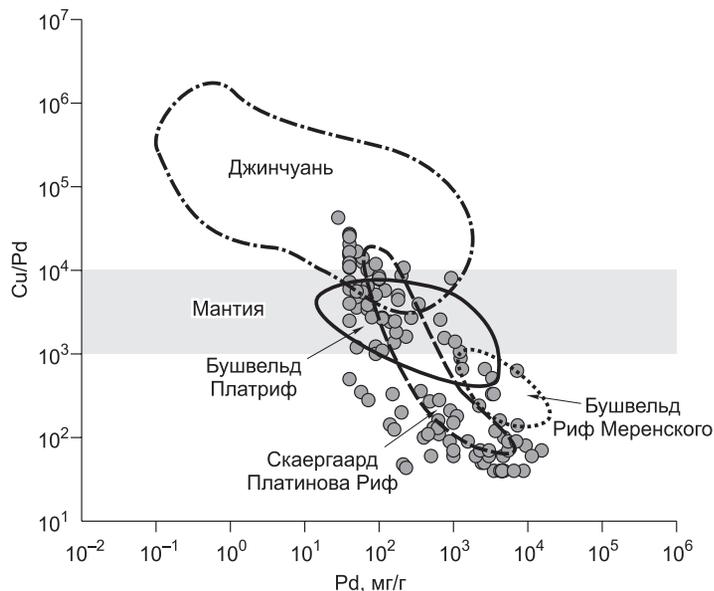


Рис. 7. Диаграмма Pd—Cu/Pd для пород и вкрапленных руд массива.

Примитивная мантя, по [Barnes et al., 1993], поля платиноносных интрузий: Платриф (Бушвельд) [Barnes, Maier, 2002], Риф Меренского (Бушвельд) [Maier et al., 2003], Платинова Риф (Скаергаард) [Barnes et al., 2004], Джинчуань [Su et al., 2008; Song et al., 2009].

Образец/Хондрит CI

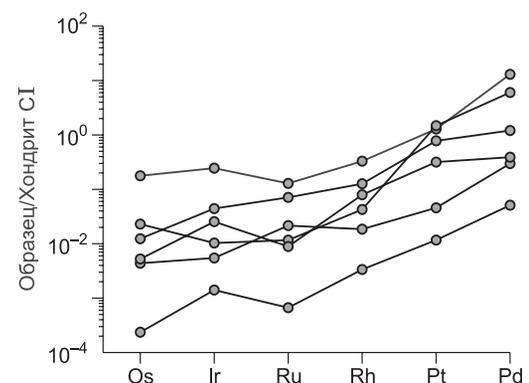
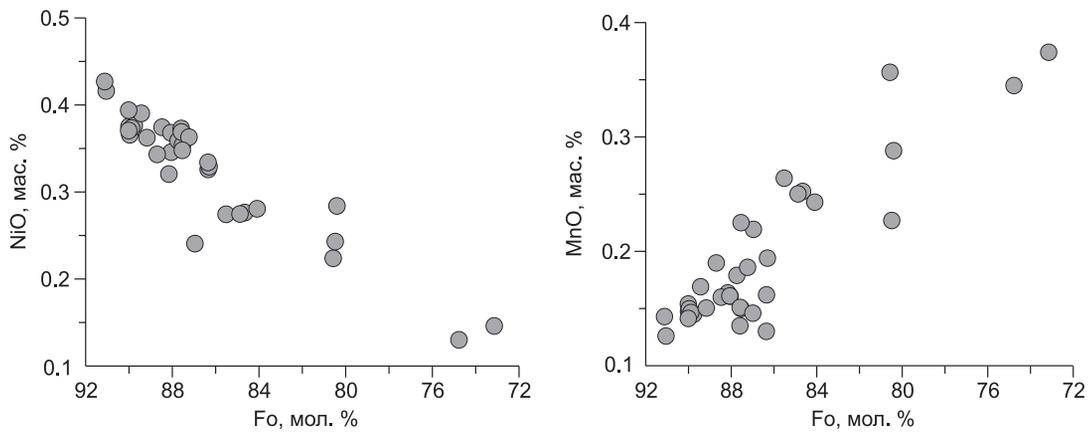


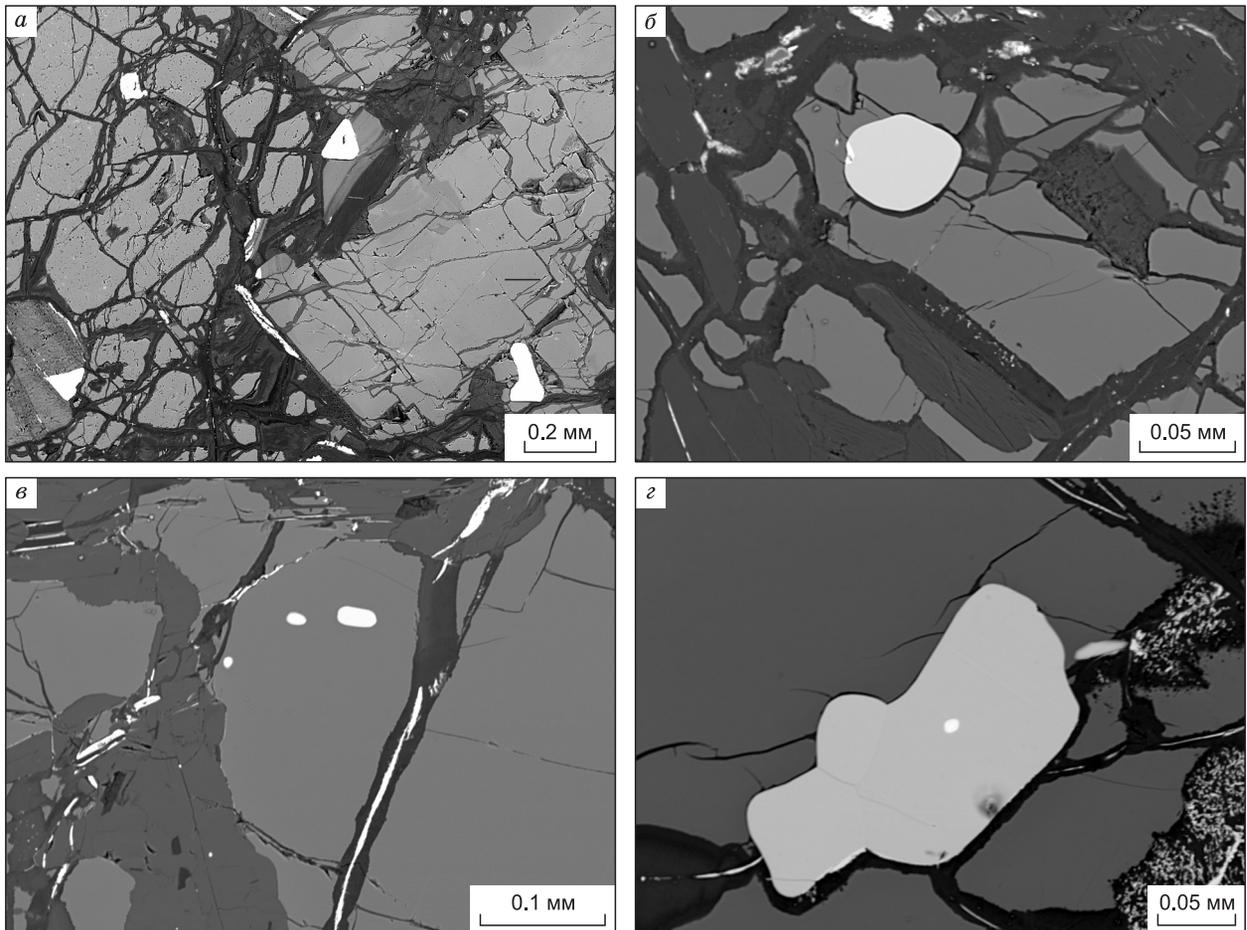
Рис. 8. Диаграмма распределения ЭПГ во вкрапленных рудах массива.

Содержания нормированы по [McDonough, Sun, 1995].



**Рис. 9. Диаграмма вариаций состава оливина.**

в верлитах к нижним частям интрузии. Наблюдаемое сверху вниз повышение концентраций титана (см. рис. 12, *з*) также можно объяснить изменением петрографического состава пород и определяется оно увеличением количества ильменита. Несмотря на довольно сложное распределение никеля, обусловленное закономерностями его вхождения в фазы, выделяющиеся по мере кристаллизации магматической системы, можно отметить определенные тенденции (см. рис. 12, *д*, *е*). Максимальные концентрации от 2500 до 4500 г/т приурочены к верхней центральной части массива с закономерным уменьшением к



**Рис. 10. Включения аксессуарных минералов в оливине.**

*а* — идиоморфные зерна хромшпинелида (белое), дунит, обр. 14-72; *б* — изометричное зерно хромшпинелида, дунит, обр. 14-164; *в* — зерна ильменита, верлит, обр. 14-115; *з* — циркон (белое) в ильмените (светло-серое), верлит, обр. 14-112. Изображение СЭМ.

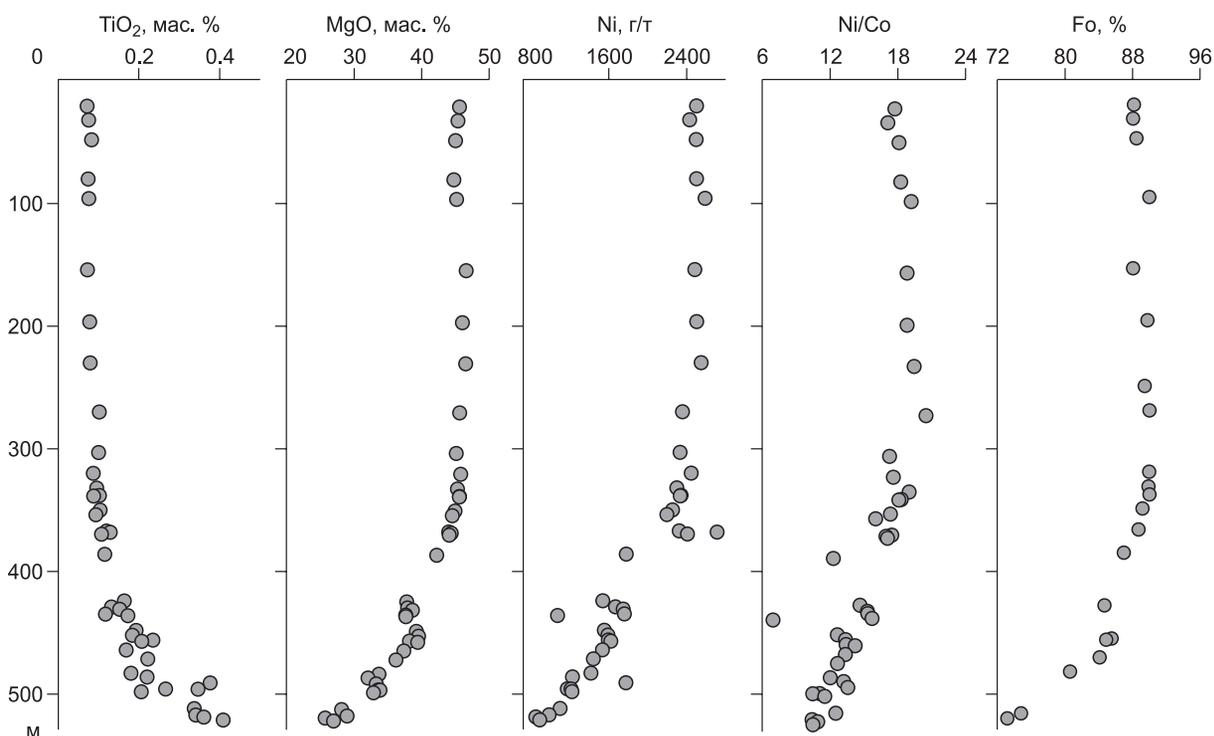


Рис. 11. Распределение  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Ni/Co}$  в породах и  $\text{Fo}$  минала в оливине по разрезу массива.

нижним горизонтам, где концентрации  $\text{Ni} < 300$  г/т. Эта же тенденция просматривается и на разрезе по простиранию тела, где выделены три уровня концентрации никеля (г/т): максимальная – 1900; средняя — 1400; низкая — 830 (см. рис. 12, д). Распределение никеля обусловлено главным образом его вхождением в оливин, а на участках, обогащенных серой, большая часть никеля сосредоточена в сульфиде. На разрезе (см. рис. 12, е) четко отображено разделение тела массива на две «чаши». Это объясняется присутствием тел гранитоидов, что хорошо согласуется с геологической картой.

Распределение меди внутри массива наиболее четко фиксирует положение рудных тел (см. рис. 12, ж, з). Медь концентрируется только в сульфидах, преимущественно в халькопирите и продуктах его замещения. В силикатах ее концентрации минимальны из-за низкой растворимости в силикатных расплавах. Повышенные содержания меди, связанные с вкрапленными рудами, фиксируются на поверхности в юго-восточной части массива и были обнаружены еще при наземных работах. Данные бурения показали, что рудная зона располагается в юго-западной части массива в виде лополитообразного тела и погружается на глубину до 300 м. При анализе распределения меди внутри массива было отмечено, что вкрапленные сульфидные руды фиксируются в зоне постепенного перехода от дунита к верлиту. Наиболее высокие содержания наблюдаются внутри верлитов, образуя линзообразные, шпирообразные и трубообразные тела вкрапленных руд. В северной части массива фиксируются отдельные небольшие зоны вкрапленных руд.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Общеизвестно, что изменение содержаний химических элементов обусловлено процессами дифференциации магмы, формирующей массивы, и фракционированием главных породообразующих и рудных минералов [Гольдшмидт, 1952; Смит, 1968; Уэйджер, Браун, 1970; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Gibb, Henderson, 1992, 1996].

Магний, никель и хром относятся к элементам ранней стадии кристаллизации ультрабазитовых магм, они раньше других входят в кристаллические фазы, такие как оливин и хромшпинелиды, которые обычно обогащают приподошвенные части интрузий. Для хрома и никеля в целом характерна прямая зависимость от содержания магния. Зависимость между никелем и магнием более четкая из-за преимущественной концентрации этих элементов в одном минерале (оливине). В тех случаях, когда порода обогащена сульфидами, содержание никеля в породах резко возрастает вне зависимости от количества магния. Поведение хрома, относимого к группе сидерофильных элементов [Гольдшмидт, 1952],

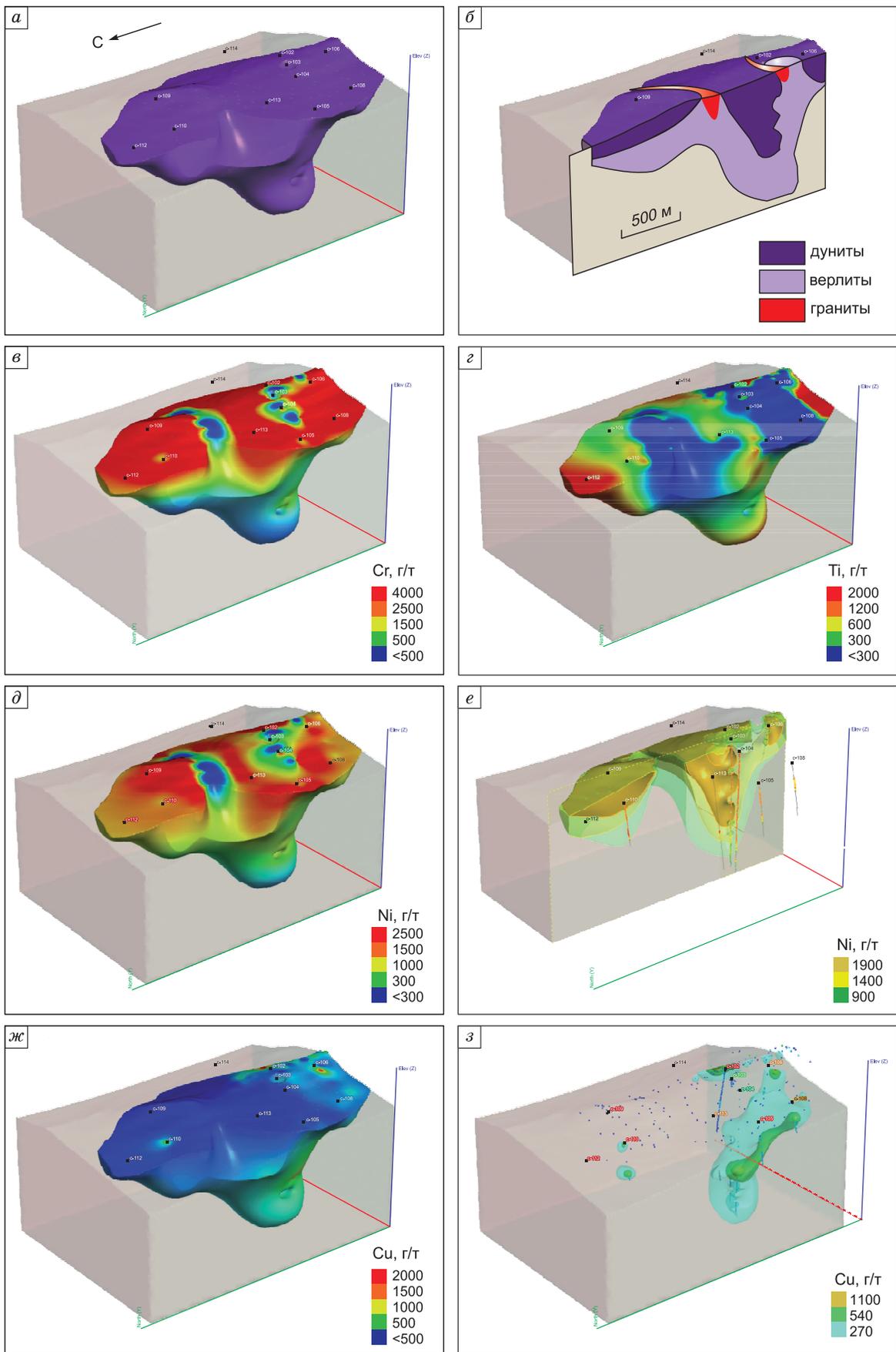
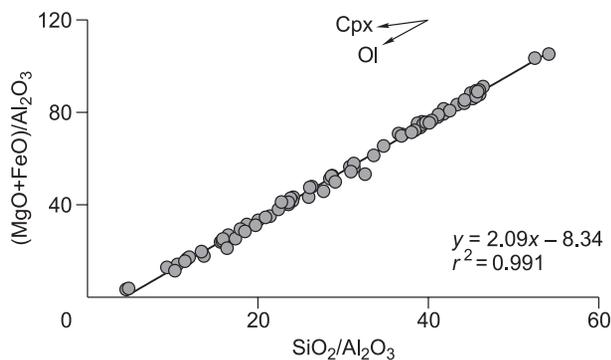


Рис. 12. Объемная геохимическая модель массива.



**Рис. 13.** Диаграмма вариаций молекулярных отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ .

накопление хромшпинелидов. Для титана, так же как и для алюминия, характерна обратная корреляция с содержаниями магния. В ходе кристаллизации титан, как и алюминий, накапливается в поздних дифференциатах, и его содержание резко возрастает в остаточном расплаве. Титан входит в титаномagnetит, ильменит и при определенных условиях в силикаты – керсутит и биотит [Смит, 1968; Мехоношин, 1985], а алюминий – в плагиоклазы, амфиболы и биотит. Установленные взаимосвязи поведения химических элементов в процессах кристаллизации магмы позволяют определять положение подошвы и кровли в пластовых интрузиях (силлы, лакколлиты, лополиты и др.) [Marsh, 1996; Latupov, 2003].

Наблюдаемые в породах массива Медек тренды распределения петрогенных и редких элементов хорошо согласуются с изложенными выше закономерностями формирования базит-ультрабазитовых массивов. Роль оливина при этом прекрасно демонстрируется соотношением молекулярных отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 13). Составы всех образцов (с коэффициентом корреляции  $r^2 = 0.99$ ) ложатся вдоль прямой линии регрессии. Наклон линии составляет 2, что соответствует молекулярному отношению  $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{SiO}_2$  в оливине. Однако композиционные профили (см. рис. 11) и объемное распределение элементов (см. рис. 12) отчетливо демонстрируют, что магнезиальность оливина, содержания  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  в породах снижаются, а  $\text{TiO}_2$  растет сверху вниз массива. Разделение кристаллохимически близких элементов ( $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{V}$ ) подчеркивается уменьшением к поздним дифференциатам величины  $\text{Ni}/\text{Co}$ , вызванное тем, что никель и хром как элементы, получающие максимальный выигрыш в энергии стабилизации [Бернс и др., 1963], всегда обогащают наиболее ранние по времени кристаллизации породы и минералы. Таким образом, совокупность вышеизложенных фактов позволяет сделать вывод, что первичное залегание массива было нарушено.

Рассматривая положение рудных тел в разрезе массива можно отметить, что максимальное скопление вкрапленных руд приурочено к границе верлит—дунит. Это наиболее четко фиксируется распределением  $\text{Cu}$ , так как  $\text{Ni}$  кроме сульфидов в значительном количестве рассеивается в силикатах. Такое положение рудных тел можно объяснить сочетанием процессов ликвационной и кристаллизационной дифференциации магмы. Ранние кристаллы оливина, образуя кумулюсный дунитовый подошвенный слой, вытесняли сульфидную жидкость в верхние горизонты, где шла совместная кристаллизация оливина и клинопироксена. Образование малосульфидных платиновых руд происходило в результате отделения несмесимого сульфидного расплава, так как именно в этом случае коэффициенты разделения ЭПГ между жидким сульфидом и жидким силикатом должны быть очень высокими [Налдретт, 2003]. В пользу этого предположения свидетельствуют и низкие значения величины  $\text{Cu}/\text{Pd}$  (см. рис. 7).

Сопоставляя положение массива во вмещающей тектонической структуре и имеющиеся возрастные датировки проявления метаморфизма и внедрения крупных гранитоидных батолитов из непосредственного окружения интрузии, можно предложить следующий сценарий развития событий: становление массивов дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации, к которой относится массив Медек, происходило на окраине Сибирского континента в неопротерозое. Эти массивы можно рассматривать как производные мантийного суперплюма, расколовшего суперконтинент Родинию [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. В дальнейшем, на рубеже 600 млн лет, в ходе аккреционно-коллизийных событий, охвативших южную и юго-западную окраины Сибирского кратона, в результате проявления пликативных и дизъюнктивных деформаций большая часть мелких ультрамафитовых массивов была пространственно разобщена с парагенными комплексами, будирована и частично разлинзована, как, например, массивы Желос и Токты-Ой [Колотилина и др., 2016], а более крупные массивы изменили свое первичное залегание. Внедрение постколлизийных гранитоидов огникового комплекса (~450 млн лет) сформировало окончательный структурно-тектонический рисунок вмещающих пород и послужило источником флюидов для серпентинизации пород ультрамафитовых массивов.

## ВЫВОДЫ

1. Анализ совокупности данных, полученных в результате объемного моделирования распределения элементов в массиве, а также изучение изменения состава пород и минералов позволили сделать вывод, что наблюдаемые закономерности в вариациях состава пород и минералов характерны для магматической дифференциации, проявленной в пластовом теле, которое после внедрения было перевернуто. Кроме того, на вторичное залегание указывает и характер взаимоотношений с вмещающими породами.

2. Образование малосульфидных платиновых руд происходило в результате отделения несмеси-мого сульфидного расплава в ходе эволюции рудно-магматической системы. Положение рудных тел в разрезе массива обусловлено процессами ликвационной и кристаллизационной дифференциации.

3. Предложен геодинамический сценарий, который связывает образование массива с распадом суперконтинента Родиния, а дальнейшее изменение первичного залегания — с последующими аккреционно-коллизийными событиями, проявившимися на южной и юго-западной окраине Сибирского кратона.

Авторы выражают благодарность за содействие в проведении исследований руководству ООО «Интергеопроект», ООО «ВСНК» и ООО «ГПП – Геологическая компания» и лично В.А. Дурасову, А.М. Алтынникову, А.В. Рожникову, А.В. Салаеву, А.И. Стехину, Ю.Н. Киселеву.

Работа выполнена в рамках исполнения государственного задания № 0350-2016-0030, а также при частичной поддержке РФФИ (грант № 15-05-08843).

## ЛИТЕРАТУРА

**Бернс Р. Д., Кларк Р. Х., Файф В. С.** Теория кристаллического поля и некоторые ее геохимические приложения // Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, т. 2, с. 88—106.

**Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Ступаков С.И., Дорошков А.А.** Условия формирования ультрабазитов Алхадырского террейна (Восточный Саян, Сибирь) по результатам комплексного изучения состава хромшпинелидов // Геология и геофизика, 2015, т. 57 (9), с. 1664—1680.

**Гольдшмидт В.М.** Геохимические принципы распределения редких элементов // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах / Ред. В.В. Щербина. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 9—16.

**Дорошков А.А.** Применение аппаратно-программных платформ для решения комплексных геолого-геохимических задач // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, Изд-во ИРГТУ, 2011, т. 38, с. 167—171.

**Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А.** Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 1, с. 23—40.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

**Меньшиков В.И., Власова В. Н., Ложкин В.И., Сокольников Ю. В.** Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 // Аналитика и контроль, 2016, т. 20, № 3, с. 190—201.

**Мехоношин А.С.** Геохимия элементов группы железа в габбро-пироксенит-перидотитовой серии // Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. Новосибирск, Наука, 1985, с. 35—55.

**Мехоношин А. С., Травин А. В., Юдин Д. С., Колотилина Т. Б.** Первые результаты датирования процессов преобразования габброидов Мало-Тагульского массива и их связь с тектоническим развитием северо-запада Восточного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 24—27.

**Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б.** Метаморфизм Алхадырского террейна (Восточный Саян) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование. Материалы совещания, Алма-Ата, 2012, с. 47—50.

**Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М. Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П.** Платинометаллическая минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 2013, № 3, с. 189—202.

**Мехоношин А.С., Эрнст Р.Е., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д.** Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1043—1057.

**Надретт А.Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 468 с.

**Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.** Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М., Наука, 1973, 196 с.

**Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В.** Минерало-геохимические особенности Гартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений, 2015, т. 57, № 3, с. 195—220.

**Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б.** Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

**Смит Ф.Г.** Физическая геохимия. М., Недра, 1968, 476 с.

**Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

**Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., Мир., 1970, 552 с.

**Шведов Г.И., Барков А.Ю., Олешкевич О.И.** Рудные минеральные ассоциации в ультрамафитах массива Огнит, Иркутская область, Восточный Саян // Вестник ВГУ. Серия Геология, 2016, № 1, с. 49—60.

**Barnes S.J., Maier W.D.** Platinum-group elements and microstructures of normal Merensky Reef from Impala Platinum Mines, Bushveld Complex // J. Petrol., 2002, v. 43, p. 103—128.

**Barnes S.-J., Couture J.F., Sawyer E.W., Bouchaib C.** Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers Belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions // Econ. Geol., 1993, v. 88, № 6, p. 1402—1418.

**Barnes S.-J., Maier W.D., Ashwal L.D.** Platinum-group element distribution in the main zone and upper zone of the Bushveld Complex, South Africa // Chem. Geol., 2004, v. 208, № 1—4, p. 293—317.

**Boyton W.V.** Cosmochemistry of rare earth elements. Meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—14.

**Gibb F.G.B., Henderson C.M.B.** Convection and crystal settling in sills // Contr. Miner. Petrol., 1992, v. 109, p. 538—545.

**Gibb F.G.B., Henderson C.M.B.** The Shiant Isles Main Sill: Structure and mineral fractionation trends // Miner. Mag., 1996, v. 60, p. 67—97.

**Latypov R.M.** The origin of basic-ultrabasic sills with S-, D- and I-shaped compositional profiles by in situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma // J. Petrol., 2003, v. 44, p. 1619—1656.

**Maier W.D., Barnes S.-J., Gartz V., Andrews G.** Pt-Pd reefs in magnetitites of the Stella layered intrusion, South Africa: A world of new exploration opportunities for platinum group elements // Geology, 2003, v. 31, № 10, p. 885—888.

**Marsh B.D.** Solidification front and magmatic evolution // Miner. Mag., 1996, v. 60, p. 5—40.

**McDonough W. F., Sun S.S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

**North M.A.** A method for implementing a statistically significant number of data classes in the Jenks algorithm // Fuzzy systems and knowledge discovery, 2009, FSKD'09. Sixth International Conference on. IEEE, 2009, v. 1, p. 35—38.

**Shvedov G.I., Barkov A.Y.** Primary and alteration assemblages of platinum-group minerals from the Ognit complex, Irkutskaya oblast, Eastern Sayans, Russia // Neues J. Min. Ab., 2017, v. 194, № 1, p. 35—48.

**Song X.-Y., Keays R.R., Zhou M.-F., Qi L., Ihlenfeld C., Xiao J.-F.** Siderophile and chalcophile elemental constriction on the origin of the Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009, v. 73, p. 404—424.

**Su S., Li C., Zhou M.F., Ripley E.M., Qi L.** Control on variations of platinum-group element concentrations in the sulfide ores of the Jinchuan Ni-Cu deposit, western China // Miner. Deposita, 2008, v. 43, p. 609—622.

**Tolstykh N.D.** The formation conditions of sulfide ores of Medek Intrusion, Eastern Sayan, Russia // 12th Biennial SGA Meeting on Mineral Deposit Research for a High-Tech World, 2013, v. 1—4, p. 372—375.

*Поступила в редакцию  
20 марта 2018 г.*