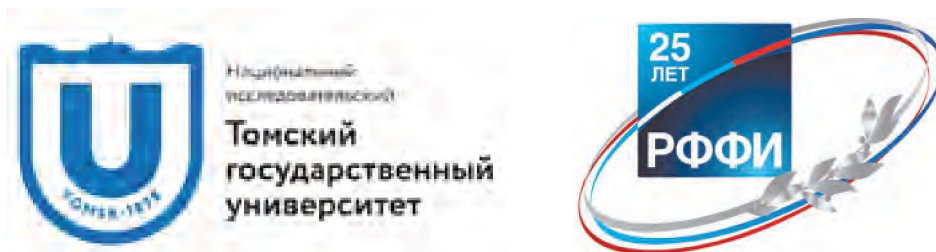


МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 10

Материалы X Всероссийской конференции
с международным участием

27 ноября – 30 ноября 2018 года



Лучшие решения
для вашей лаборатории

Томск 2018

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ КИНГАШСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ КАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Н.А. Бабинцев, А. И. Чернышов

Национальный исследовательский Томский государственный университет

Объектом исследования являются ультрамафитовые массивы кингашского комплекса в пределах Кулибинского потенциального рудного узла; изученные объекты располагаются на северо-западном окончании Канского зеленокаменного пояса в Восточном Саяне.

Цель работы заключается в расчёте температуры и давления формирования ультрамафитов кингашского комплекса, что позволит сделать выводы об их генезисе.

Методы исследования. Составы минералов получены в результате рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом, проведённого в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700. Расчёт температуры оливин-хромшпиннелевых равновесий проводился четырьмя методами: Джексона-Ирвайна-Родера, Оно, Фабри, О'Нейла-Уолла-Беллахауза-Берри-Грина. Расчёт температур при кристаллизации сосуществующих клинопироксенов проводился двумя методами – Л.Л. Перчука и Keith D. Putirka, давления рассчитывались по методу Keith D. Putirka.

Результаты. Установлено, что дуниты идарского комплекса Кулибинского ПРУ сформированы в диапазоне температур 1200–1350 °С, гарцбургиты – 1236–1418 °С, ортопироксениты – при температурах ~ 1300 °С. Ультрамафиты кингашского комплекса сформированы в диапазоне температур 1170–1326 °С и давлений 4–11 кБар, причём характер изменения температур нелинейный: температуры образования дунитов ~ 1260 °С, для верлитов расчётные температуры 1195–1326 °С, давление – 4,5–11,13, для пикритов температура ~ 1220 °С, давление ~ 8,4 кБар, для клинопироксенитов температура ~ 1170 °С, давление ~ 5,7 кБар. В ходе эволюции расплава при постепенно снижающихся температуре и давлении кристаллизации кумулатов, произошли два скачкообразных повышения температуры на 100–200 °С и давления на 4–5 кБар. Причиной резких изменений Р-Т условий кристаллизации кумулатов явилась контаминация расплавом значительной массы карбонатного материала, которая произошла дважды – на раннем этапе эволюции расплава и на позднем. Ключевым практическим выводом является заключение о платинометальной специализации ультрамафитов Кулибинского ПРУ и отсутствии в их телах сульфидных никелевых руд.

Ключевые слова: ультрамафиты, термобарометрические исследования, кингашский комплекс, платинометальные месторождения, зеленокаменный пояс, Канская глыба

Введение

Кулибинский потенциальный рудный узел (ПРУ) располагается на северо-западном окончании Канского зеленокаменного пояса в пределах Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции. В пределах Кулибинского ПРУ известен ряд мафит-ультрамафитовых массивов кингашского и идарского комплекса, а так же метавулканииты основного-ультраосновного состава. В ходе исследований предшественников, мафит-ультрамафитовые образования Кулибинского ПРУ рассматривались как потенциально медь-никеленосные по аналогии с Кингашским месторождением, однако как результат ряда наших исследований [Бабинцев Н.А., Чернышов А.И., 2017, Бабинцев Н.А., Чернышов А.И., 2018] данная гипотеза признана несостоятельной и потенциал территории связывается с малосульфидным платинометальным оруденением, новым для региона геолого-промышленным типом. В приведённых выше работах дана детальная характеристика геологического строения Кулибинского ПРУ и в данной статье она не приводится.

Термобарометрические исследования ультрамафитов Кулибинского ПРУ завершают серию исследований и выводы, приведённые в данной статье, аккумулируют результаты всех наших предыдущих работ по данной теме.

Методика

Необходимые для проведения термобарометрических расчётов составы оливинов, хромшпиннелидов и клинопироксенов получены в результате рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом, проведённого в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском

государственном университете (г. Томск) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700. Всего в работе использованы результаты 116 оригинальных определений, из которых 73 приводились в наших ранних работах (Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017).

В ходе исследований предполагалось проведение расчётов температуры оливин-хромшпиннелевых равновесий четырьмя методами: Джексона-Ирвайна-Родера (Roeder et al., 1979), Оно (Ono, 1983), Фабри (Fabre, 1979), О'Нейла-Уолла-Беллахауза-Берри-Грина (Ballhaus et al., 1991). Расчёт температур при кристаллизации сосуществующих клинопироксенов проводился двумя методами – Л.Л. Перчука (Перчук Л.Л., 1977) и Keith D. Putirka (Putirka, 2008), давления рассчитывались по методу Keith D. Putirka (Putirka, 2008). Сущность методов подробно описана в публикациях из списка литературы и в статье детально не рассматривается.

Для расчётов выбранными методами по каждому зерну минерала необходимо было получить коэффициенты для каждого элемента (число атомов в формуле оливина и хромшпиннелидов) либо компонента (для условных соединений в пироксенах), входящего в его состав. Коэффициенты для оливинов и хромшпиннелидов рассчитывались по кислородному методу, соотношения между двух- и трёхвалентным железом вычислялись исходя из стехиометрии минералов. Коэффициенты для отдельных элементов в клинопироксенах рассчитывались аналогично, для условных компонентов клинопироксена – по методу Keith D. Putirka (Putirka, 2008).

В отдельных зёрнах в связи с их неоднородной структурой возникли существенные вариации внутризернового давления, что сказалось и на неоднородности его состава (Tajčmanová et al., 2015). Наличие существенных вариаций состава - свидетельство неоднородности условий в магматической камере, наиболее представительными являются зёрна, в пределах которых выполнено несколько измерений, из которых для расчёта вычисляется среднее значение. Причём результаты замеров в клинопироксенах и оливинах, в кото-

рых обнаружены значительные примеси нетипичных для них элементов – исключаются из выборки.

По результатам расчётов, недостоверные измерения (в случае интенсивного замещения вторичными минералами) исключаются, а по достоверным результатам вычисляется среднее арифметическое для каждого образца значение температуры и давления.

Составы минералов приведены в *табл. 1-3*, результаты термобарометрических расчётов – в *табл. 4-5*.

Таблица 1. Составы оливинов изученных образцов

№	№обр.	К-во изм.	Порода	Коэффициенты (число атомов)					
				Fe	Mg	Mn	Ca	Ni	Si
кингапский комплекс									
1	к-14/2-15-1	2	дунит	0,216	1,78	н.о.	н.о.	0,004	1
2	к-14/2-15-2	1		0,241	1,78	н.о.	н.о.		0,99
идарский комплекс									
3	к-14/1-5	2	Дунит	0,173	1,823	н.о.	н.о.	0,007	0,999
4	С-65-11/1	1		0,204	1,77	0,005	н.о.	0,006	1
5	С-65-11/2	2		0,202	1,78	н.о.	н.о.	0,007	1,004
6	С-65-67/1	2		0,188	1,681	н.о.	н.о.	0,01	1,06
7	С-65-67/2	1		0,178	1,797	н.о.	н.о.	0,009	1,008
8	С-15/65-15	2		0,162	1,839	н.о.	н.о.	0,009	0,995
9	5056	4		0,111	1,879	н.о.	0,011	0,003	0,998
10	5089	4		0,121	1,849	н.о.	0,009	0,007	1,006
11	4236	4		0,196	1,796	н.о.	н.о.	0,009	0,999
12	5052	5		0,103	1,878	н.о.	н.о.	0,006	1,005
13	4214-1	5	гарцбургит	0,08	1,889	0,001	0,011	0,006	1,006
14	5100	4		0,182	1,785	н.о.	н.о.	0,008	1,012
15	4234	4		0,158	1,83	н.о.	н.о.	0,008	1,002
16	5110	4	ортопироксенит	0,214	1,788	н.о.	н.о.	0,014	0,997

Таблица 2. Составы клинопироксенов изученных образцов

Образец	К-во изм.	Коэффициенты (число атомов)									
		Порода	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Cr
100-1	2	Аповерлитовый серпентинит	1,977	н.о.	0,011	0,079	0,905	1,028	н.о.	н.о.	н.о.
100-2	2		1,851	н.о.	0,058	0,156	0,954	0,875	н.о.	н.о.	0,046
99-1	3		2,092	н.о.	н.о.	0,06	1,233	0,523	н.о.	н.о.	н.о.
99-2	2		2,096	н.о.	н.о.	0,064	1,259	0,484	н.о.	н.о.	н.о.
1032-1	2	Верлит	1,977	н.о.	0,015	0,078	0,942	0,974	н.о.	н.о.	0,002
1032-2	2		1,968	н.о.	0,034	0,102	1,091	0,746	0,006	н.о.	0,006
47/1	2	Пикрит	1,937	0,008	0,041	0,127	0,931	0,912	н.о.	н.о.	0,005
47/2	2		1,929	0,012	0,034	0,169	0,929	0,899	н.о.	н.о.	0,006
С-14/25-166-1	1	Пироксенит	1,89	0,018	0,128	0,439	0,777	0,525	0,047	0,012	н.о.
С-14/25-166-2	2		1,999	н.о.	0,029	0,23	0,748	0,903	0,029	н.о.	н.о.
С-14/25-166-3	1		1,967	н.о.	0,02	0,264	0,669	1,046	0,026	н.о.	н.о.

Таблица 3. Составы хромшпиннелидов изученных образцов

№ п/п	№обр.	К-во изм.	Поро- да	Коэффициенты (число атомов)												
				Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Fe3+	Mn	Mg	Ca	Ni	V	Zn	Na
кингапский комплекс																
1	к-14/2-15-1	2	дунит	0,029	0,011	0,008	0,581	0,898	1,364	н.о.	0,076	н.о.	0,014	н.о.	н.о.	н.о.
2	к-14/2-15-2	2		0,018	0,027	н.о.	0,431	0,932	1,521	0,008	0,035	н.о.	0,008	н.о.	н.о.	н.о.
идарский комплекс																
3	к-14/1-5	4	дунит	0,011	0,004	0,477	1,102	0,674	0,365	0,012	0,285	н.о.	н.о.	0,005	0,014	0,044
4	С-65-11/1	2		0,019	0,021	0,080	0,943	0,799	0,912	0,021	0,144	н.о.	0,006	0,009	н.о.	н.о.
5	С-65-11/2	2		н.о.	0,028	0,067	1,076	0,812	0,802	0,031	0,128	н.о.	0,006	н.о.	н.о.	н.о.
6	С-65-67/1	2		0,083	0,017	0,044	0,868	0,817	0,951	0,027	0,087	н.о.	0,007	0,004	н.о.	0,047
7	С-65-67/2	1		0,020	0,020	0,056	0,912	0,824	0,987	0,030	0,123	н.о.	0,012	н.о.	н.о.	н.о.
8	С-15/65-15	2		0,036	0,025	0,090	0,883	0,769	0,966	0,010	0,191	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
9	5056	4		0,021	н.о.	н.о.	0,399	0,786	1,576	0,020	0,180	н.о.	0,008	н.о.	н.о.	н.о.
10	5089	4		0,026	н.о.	0,079	0,482	0,752	1,385	0,029	0,190	0,011	0,019	н.о.	0,001	0,028
11	4236	4		0,018	0,019	0,021	0,669	0,878	1,262	н.о.	0,094	н.о.	0,017	н.о.	н.о.	0,009
12	5052	4		0,012	н.о.	н.о.	0,305	0,839	1,685	0,004	0,115	н.о.	0,026	н.о.	н.о.	0,007
13	4214-1	4	гарибуржит	0,022	н.о.	0,044	0,480	0,732	1,465	0,022	0,189	н.о.	0,030	н.о.	н.о.	н.о.
14	5100	4		0,048	0,017	0,497	0,830	0,706	0,608	0,005	0,242	0,002	0,010	н.о.	н.о.	н.о.
15	4234	4		0,020	0,011	0,015	0,372	0,856	1,551	0,013	0,099	0,007	0,014	0,006	н.о.	0,014
16	5110	3	ортопи- роксенит	0,024	0,015	0,154	1,098	0,773	0,670	0,000	0,185	0,016	н.о.	0,004	н.о.	0,042

Таблица 4. Результаты расчётов температур оливин-хромшпиннелевого равновесия

№	№обр.	К-во изм.	Порода	Температуры равновесий, Со			
				T1	T2	T3	T4
кингапский комплекс							
	к-14/2-15-1	2	дунит	260,2	357,5	1261	549
	к-14/2-15-2	1		94,08	284,4	1023	469,3
	К-14/2-15 итог			260,2	357,5	1261	549
идарский комплекс							
	к-14/1-5	2	Дунит	732,7	629,4	1222	562,8
	С-65-11/1	1		567,9	460,9	1309	608,7
	С-65-11/2	2		575,2	435,7	1233	576,2
	С-65-11 итог			571,6	448,3	1271	592,5
	С-65-67/1	2		425	378,8	1172	530,6
	С-65-67/2	1		470	407,8	1226	568,9
	С-65-67 итог			447,5	393,3	1199	549,8
	С-15/65-15	2		557,6	471,4	1350	637,4
	5056	4		207,1	389,3	1835	639,8
	5089	4		298,4	434,7	1643	636,3
	4236	4		323	373,5	1253	563
	5052	5		63,25	321,5	1315	559,5

	4214-1	5	гарцбургит	213,3	372,4	1347	588,1
	5100	4		601,8	613,6	1236	570,9
	4234	4		145	356,1	1418	579,1
	5110	4	ортопироксенит	703,4	523	1306	616,5

Примечание. Результаты термометрических расчётов по методам: Джексона-Ирвайна-Родера – T1, Оно – T2, Фабри – T3, О'Нейла-Уолла-Беллхауза-Берри-Грина – T4. Температура в градусах Цельсия.

Таблица 5. Результаты расчётов P-T условий формирования исследованных пород по клинопироксенам

Образец	Порода	T1	T2	P2
100-1	Аповерлитовый серпентинит	885,1602	1127,8	1,55
100-2		1139,843	1278,5	12,78
Принятая для обр. 100		1012,502	1203,1	7,17
99-1		1319,208	1327,0	11,15
99-2		1325,856	1326,7	11,11
Принятая для обр. 99		1322,532	1326,8	11,13
1032-1	Верлит	982,9071	1140,3	3,40
1032-2		1248,3	1248,6	4,90
Принятая для обр. 1032		1115,604	1194,5	4,15
47/1	Пикрит	1075,537	1225,9	8,25
47/2		1113,736	1220,4	8,60
Принятая для обр. 47		1094,637	1223,1	8,43
C-14/25-166-1	Пироксенит	1314,099	1168,2	5,96
C-14/25-166-2		1015,33	1175,1	6,00
C-14/25-166-3		791,0376	1164,6	5,31
Принятая для обр. C-14/25-166		1040,156	1169,3	5,76

Примечания. Результаты термометрических расчётов по методу Перчука Л.Л. – T1, термобарометрических по Keith D. Putirka – T2 и P. Температура в градусах Цельсия, давление – в килобарах. Приняты P-T параметры для образца по среднему из замеров с учётом исключённых недостоверных результатов.

Результаты

Как показывает опыт применения оливин-хромшпинелевых геотермометров на породах Канского и Идарского ЗКП (Юричев, 2015а; Юричев, 2015б), зачастую результаты расчётов неоднозначны и не отражают реальных температур становления интрузивных массивов. Это связано с многочисленными наложенными процессами, как в ходе становления массива, так и в ходе последующего регионального метаморфизма и метасоматических процессов. В ходе наложенных процессов оливин-хромшпинелевая ассоциация может переуравновешиваться (Barnes, 1986; Chalokwu, Grant, 1987; Бармина и др. 1988), многократное изменение состава минералов вызывает серьёзные искажения результатов термометрических расчётов.

По результатам исследования установлено, что термометры Джексона-Ирвайна-Родера (T1 в табл. 4) и Оно (T2 в табл. 4) не применимы к изучаемым образцам. Это подтверждает выводы предшественников, использовавших данные геотермометры в пределах Канского блока (Юричев, 2015б).

Термометр О'Нейла-Уолла-Беллхауза-Берри-Грина (T4 в табл. 4) во всех изученных образцах показывает близкие значения в диапазоне 530-640 °С. Данный термометр отра-

жает температуру регионального метаморфизма амфиболитовой фации, в ходе которого оливин-хромшпинелевая ассоциация испытывала частичное переуравновешивание.

Наиболее применимым для изученных ультрамафитов является термометр Фабри (T3 в табл. 4). Для дунитов кингашского комплекса температура становления массивов принимается равной ~ 1261 °С. В большей части образцов кингашского комплекса хромшпинелиды практически полностью замещены магнетитом и эти образцы в данной работе не приводятся. Для дунитов идарского комплекса характерны температуры образования в диапазоне 1200-1350 °С, для гарцбургитов – 1236-1418 °С, расчёты по образцу ортопироксенитов показывают температуру равновесий равную 1306 °С. В целом для дунитов идарского комплекса характерны несколько меньшие (~ на 65°С) расчётные температуры оливин-хромшпинелевых равновесий, чем для гарцбургитов и ортопироксенитов.

При исследовании пород кингашского комплекса наиболее информативными оказались клинопироксеновые термобарометры. Термометр Л.Л. Перчука в ряде образцов показывает неоднозначные результаты, не менее половины измерений не могут быть признаны достоверными, поэтому

в выводах учитываются только результаты термобарометрических расчётов по Keith D. Putirka.

Установлено, что верлиты кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ образованы в диапазоне температур 1195-1326 °С и давлений 4,15-11,13 кБар, пикриты - при температурах около 1220 °С и давлениях около 8,4 кБар, клинопироксениты – при температурах около 1170 °С и давлениях около 5,7 кБар.

Обсуждение результатов

Как показывают проведённые исследования, для ультрамафитов Кулибинского ПРУ наиболее подходящими являются оливин-хромшпинелевый термометр Фабри (для дунитов и гарцбургитов) и клинопироксеновый термобарометр Keith D. Putirka (для верлитов, пикритов и клинопироксенитов).

В сравнении с породами Кингашского массива (Радомская, 2012), для Кулибинского ПРУ отмечаются несколько бо-

лее высокие температуры (~ на 200 °С выше) и пониженные давления (на 4-5 кБар ниже) становления массивов верлитов, пикритов и клинопироксенитов. В ходе эволюции расплава при снижении его магнезиальности постепенно снижалось и давление в магматической камере. Клинопироксены, позже вошедшие в состав верлитовых тел, кристаллизировались при постепенно снижающихся с 1326 °С до 1195 °С температуре и с 11 кБар до 4 кБар давлении. Далее, на определённой стадии эволюции расплава произошло резкое повышение температуры и давления кристаллизации клинопироксенов, в результате чего кумулятивные пикриты и клинопироксениты сформированы при существенно больших температуре и давлении, чем поздние верлиты. Схожий скачок Р-Т условий наблюдается и на ранних этапах эволюции исходного расплава – наиболее ранние высокомагнезиальные кумулятивные дуниты сформированы при температурах ~ на 100 °С ниже, чем поздние железистые дуниты и ранние верлиты (рис).



Рис. Графики изменения температуры и давления кристаллизации кумулатов в ультрамафитах кингашского комплекса Кулибинского ПРУ

На наш взгляд, это связано с контаминацией расплавом карбонатных пород, которая происходила в два этапа: на ранней стадии эволюции расплавом были ассимилированы магнезиты, на поздней – кальцитовые породы. Этим и обусловлены особенности формирования интрузий кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ, которое происходило в несколько этапов:

На ранней стадии эволюции расплава произошла контаминация магнезитов, ассимиляция которых вызвала повышение магнезиальности расплава и выделение значительного количества CO_2 (Marziano et al., 2007). Из-за неоднородных условий в магматической камере повышение магнезиальности расплава происходило неравномерно. Флюидонасыщенность части камеры инициировала отжим

ку высокомагнезиального расплава с оливиновыми кумулатами, которые сформировали малые тела (дайки и мелкие силлы). В процессе посткумулусного переуравновешивания с высокомагнезиальным интеркумулусным расплавом произошло формирование низкожелезистых оливинов в мелких дунитовых телах кингашского комплекса. Такой механизм объясняет формирование отдельных мелких тел дунитов кингашского комплекса с низкожелезистым оливином, которые описывались в наших ранних работах (Чернышов и др., 2017).

Избыток CO_2 в высокомагнезиальном расплаве при давлениях ниже 25-30 кБар вызывает повышение температуры кристаллизации оливина и пироксенов (Майсен, 1979). Обогащение расплава углекислотой вызвало изменение Р-Т

условий в магматической камере и повышение температуры формирования кумулатов поздних дунитов и верлитов кингашского комплекса. В ходе дальнейшей эволюции температура и давление постепенно снижались. При этом условия для проявления несмесимости сульфидного вещества не возникло, в связи с чем дуниты и верлиты в пределах Кулибинского ПРУ крайне бедны сульфидами.

На поздней стадии эволюции расплава произошла контаминация значительной массы карбонатов кальцитового состава, возможно обогащённых серой. Новое обогащение расплава CO_2 вызвало аналогичные вышеописанным изменения условий в магматической камере и повышение температуры кристаллизации кумулатов. С этим связано резкое повышение расчётной температуры и давления кристаллизации клинопироксенов в кумулятивных пикритах и клинопироксенитах. В ходе последующей дифференциации в остаточном расплаве накапливались летучие компоненты и на определённом этапе произошло выделение сульфидного вещества из расплава (Naldrett, 1989). С этим связано резкое обогащение сульфидами поздних пикритов и клинопироксенов. О существенном накоплении летучих компонентов в остаточном расплаве при формировании поздних дифференциатов говорит факт наличия большого количества слюд и апатита в ассоциации с сульфидами и теллуридами в клинопироксенитах (Чернышов и др., 2017).

Таким образом, в ходе эволюции исходный для массивов кингашского комплекса Кулибинского ПРУ расплав дважды ассимилировал значительные массы карбонатных пород. Свидетельством такой ассимиляции является большое количество тальк-карбонатных метасоматитов в ассоциации с наиболее ранними дифференциатами, карбонатные метасоматиты и реликтовые линзы мраморов в поздних кумулятивных пикритах. В пределах Кулибинского ПРУ, как и в Кингашском РР (Гертнер и др., 2009), формирование мафит-ультрамафитовых массивов происходило в течение продолжительного времени. В пределах Кулибинского ПРУ несмесимость сульфидной жидкости произошла, по-видимому, на поздних этапах эволюции расплава, в связи с чем значимые скопления сульфидов обнаруживаются только в наиболее поздних дифференциатах. Такая обстановка обусловлена недосыщенностью расплава флюидными компонентами (в первую очередь водой) на ранних этапах эволюции и обогащение ими – на поздних, в результате ассимиляции карбонатов и постепенного накопления в остаточном расплаве летучих компонентов в ходе кристаллизации кумулатов. Данная теория обосновывается не только геологическими и петрохимическими критериями, описанными в наших ранних работах (Бабинцев, Чернышов, 2018; Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017), но и результатами термобарометрических расчётов, приведённых выше.

В Кингашском массиве несмесимость сульфидного вещества возникла на этапе формирования ранних дифференциатов, тогда же, по данным предшественников, произошла контаминация карбонатов, возможно обогащённых серой (Глазунов и др., 2003; Глазунов, Радомская, 2010). Сульфид аккумулировал никель из силикатного расплава и формировал в дунитах вкрапленные до сидеронитовых структуры. При этом сульфидное вещество, взаимодействуя с силикатным расплавом, аккумулировало из него ЭПГ, в результате чего образовались комплексные платино-медно-никелевые руды. Для мафит-ультрамафитовых образований Кулибинского ПРУ характерно практически полное отсутствие сульфидного вещества в расплаве на ранних этапах его эволюции. В связи с этим никель из расплава вошёл в состав ранних оливиновых кумулатов и, частично, в состав хромшпиннели-

дов. ЭПГ в ходе эволюции накапливались в остаточном расплаве и на позднем этапе, при возникновении несмесимости сульфидного вещества, аккумулировались образующимися сульфидами, слагая в поздних дифференциатах сульфидные платинометалльные и медь-платиноидные руды.

Таким образом, рудная специализация мафит-ультрамафитовых тел кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ не медь-никель-платиновая, а платинометалльная, и рудные тела связаны не с ранними дифференциатами (дунитами, верлитами), а с поздними (пикритами, пироксенитами).

Выводы

Дуниты идарского комплекса Кулибинского ПРУ сформированы в диапазоне температур 1200-1350 °С, гарцбургиты – 1236-1418 °С, ортопироксениты – при температурах ~ 1300 °С.

Ультрамафиты кингашского комплекса сформированы в диапазоне температур 1170-1326 °С и давлений 4-11 кБар, причём характер изменения температур нелинейный: температуры образования дунитов ~ 1260 °С, для верлитов расчётные температуры 1195-1326 °С, давление – 4,5-11,13, для пикритов температура ~ 1220 °С, давление ~ 8,4 кБар, для клинопироксенов температура ~ 1170 °С, давление ~ 5,7 кБар. В ходе эволюции расплава при постепенно снижающихся температуре и давлении кристаллизации кумулатов, произошли два скачкообразных повышения температуры на 100-200 °С и давления на 4-5 кБар. Причиной резких изменений Р-Т условий кристаллизации кумулатов явилась контаминация расплавом значительной массы карбонатного материала, которая произошла дважды – на раннем этапе эволюции расплава и на позднем.

Особенности эволюции исходного расплава и формирования массивов кингашского комплекса обуславливают их рудную специализацию: в пределах Кулибинского ПРУ породы кингашского комплекса перспективны на обнаружение платинометалльного, а не медь-никелевого оруденения, что связано с поздним проявлением несмесимости сульфидной жидкости и практически полным отсутствием сульфидов в ранних дифференциатах в пределах Кулибинского ПРУ.

Литература

1. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Малосульфидные платинометалльные рудопроявления северо-запада Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции как аналог платинометалльных месторождений комплекса Порtimo (Финляндия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V международной конференции. Улан-Удэ, 2017, с. 30-32.
2. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Перспективы платиноносности Кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян) // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, 2018, т. 282, № 6, с. 9-15.
3. Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. Опыт оценки составов первичных кумулятивных минералов в дифференцированных траппах // Геохимия, 1988, №8, с. 1108-1119.
4. Гертнер И. Ф., Врублевский В. В., Глазунов О. М., Тишин П. А., Краснова Т. С., Войтенко Д. Н. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады академии наук, 2009, том 429, № 5, с. 645–651.
5. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханян А.Г. Кингашское платино-медно-никелевое месторождение. Иркутск,

2003, 192 с.

6. Глазунов О. М., Радомская Т. А. Геохимическая модель генезиса Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения // Доклады академии наук, 2010, том 430, № 2, с. 222–226.
7. Майсен Б. Плавление водосодержащей мантии / Перевод с англ. М.А. Богомоллова, Р.А. Ишбулатова. Москва: Мир, 1979, 123 с.
8. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового термометра для глубинных перидотитов. ДАН СССР, 1977, т.23, №3, с. 456-459.
9. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): диссертация на соискание учёной степени доктора геол.-минерал. наук. Иркутск, 2012, 206 с.
10. Чернышов А.И., Бабинцев Н.А., Ворошилов В.Г. Петрографические и минералогические особенности ультрамафитов Кирельского фрагмента Канского зеленокаменного пояса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2017, т. 328, № 1, с. 75–88.
11. Юричев А.Н. Оливин-хромшпинелевые геотермометры – отражение термических параметров кристаллизации // Металлогения древних и современных океанов – 2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия и условия образования. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015, с. 59-63.
12. Юричев А.Н. Температуры формирования ультрамафитов Кингашского массива, Вост. Саян. // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды 12 Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: изд. К&М, 2015, с.190-192.
13. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991, Vol. 107, № 1, P. 27–40.
14. Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions // Contrib. Mineral. Petrol, 1986, V. 93, P. 524–531.
15. Chalokwu C.I., Grant N.K. Reequilibration of olivine with trapped liquid in the Duluth Complex, Minnesota // Geology 1987, V. 15, P. 71–74.
16. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979, Vol. 69, № 4, P. 329–336.
17. Keith D. Putirka. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 2008, Vol. 69, p. 61-120.
18. Lucie Tajčmanová, Johannes Vrijmoed, Evangelos Moulas. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations. Lithos, Volumes 216–217, February 2015, P. 338-351.
19. Marziano G.I., Fabrice Gaillard F., Pichavant M. Limestone assimilation and the origin of CO₂ emissions at the Alban Hills (Central Italy): Constraints from experimental petrology // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2007, V. 166, P. 91–105.
20. Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits. Oxford University Press, New York, 1989, 196 p.
21. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 1983, Vol. 78, P. 115–122.
22. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979, Vol. 68, P. 325–334.