

К вопросу о происхождении палласитов

З. А. Лаврентьева, А. Ю. Люль, Г. М. Колесов

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

В данной работе представлены результаты определения химических элементов в оливине, металле, тридимите, троилите, добреелите и 4 фрагментах из палласита Омолон. Выделено шесть типов оливина, различающихся по содержаниям Со и редкоземельным элементам (РЗЭ). Соотношения элементов в палласитовом оливине свидетельствуют о том, что оливин был образован из вещества, прошедшего стадию фракционирования РЗЭ. Тридимит обогащен тяжелыми РЗЭ. Все фрагменты обогащены легкими РЗЭ, Na, Ca, Cs, Hf, Th и Ta. Простейшая модель, которая может объяснить распределение РЗЭ в минералах палласита предполагает две стадии: фазы, обогащенные как легкими, так и тяжелыми РЗЭ были выделены первыми, а кристаллы оливина в форме агломератов были образованы позже.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: палласиты; распределение микроэлементов; оливин; дифференциация

Ссылка: Лаврентьева З. А., А. Ю. Люль, Г. М. Колесов (2010), К вопросу о происхождении палласитов, *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6022, doi:10.2205/2010NZ000040, 2010

При решении проблемы происхождения палласитов ключевыми вопросами являются когда, где и из какого материала происходила аккреция и дальнейшее формирование палласитовых метеоритов. Палласиты – это железокремнистые метеориты, которые состоят в основном из оливина и Fe-Ni металла. Палласиты представляют собой как бы переходное звено между каменными метеоритами и более редкими железными метеоритами. С одной стороны, состав и термическая история их металла свидетельствуют, что большинство из них связаны с одной из групп железных метеоритов. С другой стороны, распространенный в них оливин позволяет думать о родстве каменными метеоритами. Являются ли палласиты результатом незаконченной дифференциации вещества на силикатную фазу и металл, скажем в гравитационном поле, или они являются результатом агломерации силикатного вещества с железом - на этот вопрос пока нет однозначного ответа. Существование различных фаз в палласитах указывает на сложный процесс агломерации окисных соединений, металла, сульфидов и фосфидов. Если рассматривать железокремнистые метеориты как агломерацию железо-никелевого сплава с различным силикатным веществом из разных типов каменных метеоритов, то в палласитах железо-никелевый сплав ассоциируется с оливинном, в сидерофитах – с бронзитом, в лодранитах с оливинном и бронзитом, в мезосидеритах с веществом брекчиевых ахондритов. Следовательно, каменно-железные метеориты различаются не только по отношению железо-силикат, но и по составу силикатной фазы. Образование мезосидеритов можно объяснить только путем агломерации [Виноградов, 1965]. Возможно, образование палласитов также является результатом агломерации сначала отдельных мелких кристаллов оливина в более крупные с последующим их объединением металлической фазой. На основании химического состава металла и силикатов палласиты классифицированы на основную, основную аномальную, Eagle Station и пироксенсодержащую группы [Wasson and Choi, 2003].

Большинство палласитов основной группы имеют сходные изотопные составы кислорода с говардит-эвкрит-диогенитовой серией метеоритов и железными метеоритами группы ШАВ [Clayton. and Mayeda, 1996]. Относительно происхождения палласитов и их родительских тел среди исследователей пока нет единого мнения. Можно выделить ряд моделей происхождения палласитов, включая кристаллизацию вблизи поверхности внешне нагретого астероида [Mittlefehldt, 1980], кристаллизацию импактного расплава [Malvin et al., 1985], небулярную конденсацию [Kurat, 1988]. Основная группа палласитов, которая, как предполагается, имела одно родительское тело, могла быть образована: 1) около поверхности тела [Mittlefehldt, 1980, Davis and Olsen, 1991]; 2) близко к центру тела [Wahl, 1965, Davis and Olsen, 1991]; 3) в металл-

оливиновых контактных зонах изолированных металлических линз [Urey,1956] или 4) на границах ядро-мантия [Scott, 1977; Wasson and Choi, 2003]. Более обоснованной представляется теория, согласно которой палласиты были образованы на границе ядро-мантия в дифференцированных родительских телах, где ППВ железные метеориты связаны с историей кристаллизации металлической фракции, а метеориты говардит – эвкрит – диогенитовой серии могли быть связаны с силикатной фракцией [Wasson and Choi, 2003; Dodd,1981; Buseck, 1977; Scott,1977; Mittlefehldt et al., 1998]. Палласиты могли быть образованы не на границе ядро-мантия (наиболее распространенное мнение), а как ударно-брекчированная смесь материала ядра и мантии. Смешение небольших количеств металла из ядра с оливином мантии могло быть результатом сильных ударов между астероидами [Asphaug et al., 2006]. Такие столкновения могли превратить сталкивающиеся объекты в ряд дифференцированных тел с различными металл-силикатными соотношениями. В случае основной группы палласитов ^{53}Mn - ^{53}Cr изотопные систематики позволяют предположить, что оливин-металлическое смешение имело место менее чем 10 млн. лет после образования хондр [Tomiyama et al., 2007].

В настоящей работе получены новые данные по составу минеральных фракций из палласита Омолон, которые рассматриваются с точки зрения космохимической истории палласитов. Основная цель работы – по распределению микроэлементов в отдельных минеральных фазах лучше понять петрогенезис палласитов.

Образцы и метод

Палласит Омолон (250 кг) был найден в 1982 г. (упал в 1981г.) возле реки Омолон в Магаданской области. Это - необычный палласит, он имеет оливиновые кристаллы со специфической дислокацией, которая практически не наблюдалась в других палласитах [Bondar et al., 2002]. Он содержит округлые зерна оливина (около 60 об %, размеры вплоть до 3 см, содержание Fe – 12.3 мол %) в железоникелевой матрице, содержащей камасит, тэнит и плессит [Пляшкевич и др.,1991; Desrousseaux et al., 1997]. Никелистое железо в палласите Омолон представлено камаситом, тэнитом и плесситом. Кроме этого были обнаружены аксессуарные минералы: троилит, хромит, шрейберзит, никелистый фосфид и стенфилдит [Пляшкевич и др., 1991; Desrousseaux et al.,1997; Bondar et al., 1997]. Радиационный возраст этого метеорита составляет 78 ± 7 млн. лет, который совпадает с возрастом других железокаменных метеоритов, таких как Patwar, Thiel Mountain, Springwatter, Admire [Шуколюков и др.,1992]. На основании изучения изотопного состава редких газов сделано заключение, что доатмосферные размеры палласита довольно большие (1.5-2) м с соответствующей массой около нескольких десятков тонн [Шуколюков и др.,1992; Bronshten et al., 1999].

Мы исследовали фракции оливинов, тридимита, металла, троилита, магнетита, добреелита и четырех фрагментов из палласита Омолон, которые были отобраны вручную под бинокулярным микроскопом МБС-2 и стереоскопическим микроскопом МПС-2 при помощи иголки. Зерна отбирались из отсеянных на ситах фракций: $d > 45$, $45 < d < 75$, $75 < d < 100$, $100 < d < 160$, $160 < d < 260$, $260 < d < 360$ мкм. Железо-никелевую фазу отделяли ручным магнитом и магнитной иголкой. Определения содержаний элементов во фракциях проводились в Центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН оптимизированным вариантом инструментального нейтронно-активационного анализа. Метод разработан для анализа внеземного вещества [Колесов и др., 2001]. Используются программы вычитания спектров радионуклидов матричных элементов из общих спектров анализируемых образцов [Шубина и Колесов, 2003].

Результаты и обсуждение

Относительные содержания элементов в исследованных фракциях метеорита представлены в табл. 1 (относительно С1 хондритов [Anders and Grevesse,1989]) и показаны на рис. 1-5.

Табл. 1. Содержания элементов во фракциях палласита Омолон, нормированные к C1- хондритам

	Na	Ca	Cr	Sc	Fe	Co	Ni	Au	Ir	Zn	Cs	La	Sm	Eu	Yb	Lu
A	0.04	0.06	0.13	0.30	0.6	0.02	<0.002	0.02	<0.02	0.07	<0.05	0.12	0.1	<0.2	<0.2	<0.2
B	0.04	0.08	0.10	0.30	0.6	0.02	<0.003	<0.01	<0.02	<0.02	<0.3	0.10	0.1	<0.07	0.1	<0.2
C	0.04	0.06	0.15	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.04	<0.006	<0.02	<0.4	0.09	0.1	<0.08	<0.1	<0.1
D	0.03	0.12	0.10	0.35	0.6	0.02	0.007	<0.02	<0.006	0.06	<0.2	0.2	0.3	0.5	0.5	0.7
E	0.12	0.3	0.11	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.07	2.1	0.9	0.8	0.3	<0.3
F	0.17	0.3	0.16	0.42	0.7	0.2	0.2	0.1	0.04	<0.06	<0.9	3.9	1.4	1.2	0.5	0.5
G	0.01	<0.05	5.9	0.06	3.7	0.04	0.01	<0.07	0.08	<0.02	<0.1	<0.5	<0.2	<0.5	<0.8	<1.1
H	0.02	<0.4	0.4	0.09	3.6	0.4	0.6	0.2	0.05	<0.07	<0.4	<1.3	<0.1	<0.9	<2.2	<2.5
K	0.03	<0.2	0.3	0.04	3.7	3.3	13.2	4.3	0.06	0.3	<0.8	<1.3	<1.0	<1.1	<1.5	2.9
L	0.06	<2.7	148.8	0.2	1.0	0.07	0.02	0.06	0.02	1.0	<0.7	<0.2	<1.4	<1.4	<1.8	<8.2
M	0.07	0.5	0.01	1.0	0.1	0.2	<0.006	<0.1	<0.04			12.2	15.1	35.8	20.8	24.0
N	2.14	0.7	0.005	3.0	1.1	0.1	0.009	0.07		0.5	12.8	77.7	33.0	42.1	9.4	8.0
O	6.3	1.2	0.04	3.5	0.6	0.3	0.1	0.3		0.3	12.2	98.7	33.4	24.4	19.6	19.1
P	7.2	2.0	0.004	4.4	0.3	0.04	<0.004	<0.01		0.3	5.1	81.4	28.9	28.0	15.1	14.5
R	9.4	0.5	0.003	0.2	0.1	0.01	<0.002	<0.03		0.2	1.9	156.8	50.9	15.3	12.5	9.7
	Na	Ca	Cr	Sc	Fe	Co	Ni	Au	Ir	Zn	Cs	La	Sm	Eu	Yb	Lu
A	0.04	0.06	0.13	0.30	0.6	0.02	<0.002	0.02	<0.02	0.07	<0.05	0.12	0.1	<0.2	<0.2	<0.2
B	0.04	0.08	0.10	0.30	0.6	0.02	<0.003	<0.01	<0.02	<0.02	<0.3	0.10	0.1	<0.07	0.1	<0.2
C	0.04	0.06	0.15	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.04	<0.006	<0.02	<0.4	0.09	0.1	<0.08	<0.1	<0.1
D	0.03	0.12	0.10	0.35	0.6	0.02	0.007	<0.02	<0.006	0.06	<0.2	0.2	0.3	0.5	0.5	0.7
E	0.12	0.3	0.11	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.07	2.1	0.9	0.8	0.3	<0.3
F	0.17	0.3	0.16	0.42	0.7	0.2	0.2	0.1	0.04	<0.06	<0.9	3.9	1.4	1.2	0.5	0.5
G	0.01	<0.05	5.9	0.06	3.7	0.04	0.01	<0.07	0.08	<0.02	<0.1	<0.5	<0.2	<0.5	<0.8	<1.1
H	0.02	<0.4	0.4	0.09	3.6	0.4	0.6	0.2	0.05	<0.07	<0.4	<1.3	<0.1	<0.9	<2.2	<2.5
K	0.03	<0.2	0.3	0.04	3.7	3.3	13.2	4.3	0.06	0.3	<0.8	<1.3	<1.0	<1.1	<1.5	2.9
L	0.06	<2.7	148.8	0.2	1.0	0.07	0.02	0.06	0.02	1.0	<0.7	<0.2	<1.4	<1.4	<1.8	<8.2
M	0.07	0.5	0.01	1.0	0.1	0.2	<0.006	<0.1	<0.04			12.2	15.1	35.8	20.8	24.0
N	2.14	0.7	0.005	3.0	1.1	0.1	0.009	0.07		0.5	12.8	77.7	33.0	42.1	9.4	8.0
O	6.3	1.2	0.04	3.5	0.6	0.3	0.1	0.3		0.3	12.2	98.7	33.4	24.4	19.6	19.1
P	7.2	2.0	0.004	4.4	0.3	0.04	<0.004	<0.01		0.3	5.1	81.4	28.9	28.0	15.1	14.5
R	9.4	0.5	0.003	0.2	0.1	0.01	<0.002	<0.03		0.2	1.9	156.8	50.9	15.3	12.5	9.7

A – чистый оливин; **B** – желтый оливин; **C** - оливин с круглыми включениями непрозрачных минералов; **D** – оливин с каемками из непрозрачных минералов; **E** – оливин в контакте с матрицей; **F** – оливин с металлическими оболочками; **G** – троилит; **H** – магнетит; **K** – металл; **L** – добреелит; **M** – тридимит; **N** – фрагмент 1; **O** – фрагмент 2; **P** - фрагмент 3; **R** – фрагмент 4

Фракции оливина

Для чистого оливина (фр. A), рис.1, характерно соотношение $(Co/Au)_A / (Co/Au)_{C1} = 1.0$, соответствующее C1 хондритам. Распространенность Co относительно Ni в чистом оливине самая высокая по сравнению с таковыми для других фракций оливинов - $(Co/Ni)_{A,B,C,D} / (Co/Ni)_{C1} = >10.0, > 6.67, 3.0, 2.86$. Другой особенностью распределения элементов в этих оливиновых фракциях палласита Омолон являются высокие распространенности скандия относительно кальция $(Sc/Ca)_{A,B,C,D} / (Sc/Ca)_{C1} = 5.0, 4.38, 5.0, 2.92$. Такое распределение высокотемпературных элементов с близкой температурой конденсации свидетельствует о сильном фракционировании этих элементов в веществе – предшественнике этих оливинов. В распределениях La относительно Sm в оливинах наблюдается некоторое фракционирование, проявляющееся как в обогащении, так и обеднении элементов $(La/Sm)_{A,B,C,D} / (La/Sm)_{C1} = 1.1, 1.63, 0.82, 0.61$.

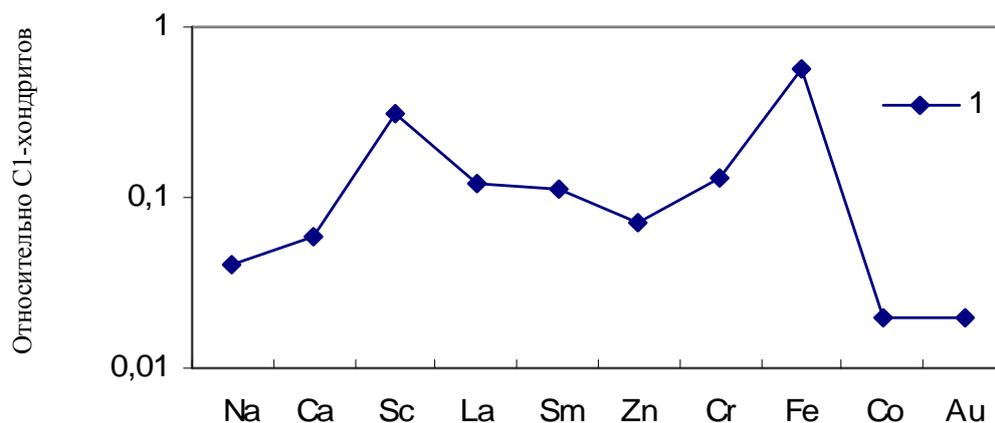


Рис. 1. Нормированные к С1-хондритам содержания элементов в чистом оливине из палласита Омолон.

В оливинах с круглыми включениями, фр. С, включения состоят из троилита и камасита. Никелистый фосфид, тэнит, стенфилдит и хромит содержатся в незначительных количествах [Sharygin *et al.*, 2006]. Круглые металл-сульфидные включения в оливине палласита Омолон сходны по минералогическому составу с округлыми металл-сульфидными хондрами (М-хондрами) из хондритов. Известно, [Gooding and Keil, 1981], что М-хондры состоят из Fe, Ni-фаз, сульфидов и аксессуарных фосфидов, фосфатов, окислов (магнетит) и иногда фрагментов силикатного материала. Их структура свидетельствует об эвтектическом плавлении ассоциации металл-сульфид, а морфологическая подобность силикатным хондрам - об их генезисе в едином процессе хондрообразования [Bevan and Axon, 1980; Nagahara, 1982].

Одной из особенностей оливинов с каемками непрозрачных минералов, фр. D, является то, что соотношение между иттербием и европием $(Yb/Eu)_D / (Yb/Eu)_{C1} = 1.0$ соответствует С1 хондритам. Второй особенностью фр. D является самое большое обеднение в ней La относительно Sm из всех проанализированных оливиновых фракций в палласите Омолон - $(La/Sm)_A / (La/Sm)_{C1} = 0.61$. Распределение Co относительно Ni в оливинах с каемками непрозрачных минералов отличается от такового в чистом оливине, соотношения $(Co/Ni)_D / (Co/Ni)_{C1} = 2.8$, что более, чем в 3.5 раза ниже, чем во фракции A.

Для оливинов в контакте матрицей, фр. E, и оливинов с оболочками непрозрачных минералов, фр. F, характерно обогащение тугоплавкими литофильными элементами. Первая фракция обогащена только одним элементом, La ($2.1 \times C1$), во второй фракции наблюдаются обогащения La ($3.9 \times C1$), Sm ($1.4 \times C1$) и Eu ($1.2 \times C1$). Для этих оливинов характерно обогащение легкими РЗЭ - минимумом $(La_E / La_{C1}) / (Yb_E / Yb_{C1}) = 7.8$; $(La_F / La_{C1}) / (Yb_F / Yb_{C1}) = 7.0$; с небольшим Eu- минимумом: $(Sm_E / Sm_{C1}) / (Eu_E / Eu_{C1}) = 1.2$; $(Sm_F / Sm_{C1}) / (Eu_F / Eu_{C1}) = 1.1$;

Одной из особенностей распределения элементов в оливине в контакте с матрицей является то, что соотношение высокотемпературных элементов с близкими температурами конденсации $(Ca/Sc, Yb)_E / (Ca/Sc, Yb)_{C1} = 1.0$ соответствует С1 хондритам, что свидетельствует о равномерном распределении Ca, Sc и Yb в этой фракции. В хондрах неметаморфизованного хондрита Каинсаз СОЗ обнаружено такое же соотношение этих элементов [Лаврухина и др., 1987]. При равномерном распределении Ca, Sc и Yb в этой фракции наблюдается обогащение легкими редкоземельными элементами и европием $(La/Yb)_E / (La/Yb)_{C1} = 7.0$; $(Sm/Yb)_E / (Sm/Yb)_{C1} = 3.0$; $(Eu/Yb)_E / (Eu/Yb)_{C1} = 2.7$. Другой особенностью распределения элементов в оливиновой фракции E является аномальное соотношение $(La/Sm)_E / (La/Sm)_{C1} = 2.3$, сходное с таковым для хондр хондрита Каинсаз и богатых калием вулканических лав [Лаврухина, 1989].

Основной особенностью, отличающей оливины с металлическими оболочками от всех оливиновых фракций, изученных в палласите Омолон, является соотношение $(Ni/Co)_F / (Ni/Co)_{C1} = 1.0$, соответствующее С1 хондритам. Соотношения никеля к другим сидерофильным элементам значительно выше, таковыми являются $(Ni/Au, Ir)_F / (Ni/Au, Ir)_{C1} = 2.0$; 5.0. Для

оливинов из фракции F палласита Омолон также как и для хондр хондрита Каинсаз [Лаврухина, 1989], характерно аномальное соотношение лантана к самарию $(La/Sm)_E/(La/Sm)_{C1} = 2.8$.

Содержания Са в оливиновых фракциях E и F на порядок выше ($0.3 \times C1$), чем в оливиновых фракциях A, B, C и D ($0.06-0.08 \times C1$). Такое обогащение оливина Са и легкими РЗЭ с отрицательной Eu-аномалией может быть связано с образованием фосфата на контакте оливин-металл. Смит [Smith, 1966] на основании данных анализа земных оливинов, а позднее Додд [Dodd, 1973] по содержанию СаО в оливинах хондр хондрита Sharps H3 обосновали идею о том, что уровень содержания СаО является индикатором тепловой истории оливинов, ибо быстрое остывание от высоких температур является благоприятным фактором для сохранения оливиновой решеткой высоких содержаний кальция. Эти эмпирические данные были в дальнейшем подтверждены экспериментально и теоретически [Warner and Luth, 1973; Stormer, 1973]. Низкие содержания Са в трех оливиновых фракциях (A, B и C) в пределах (0.06 – 0.08 вес%) согласуются с другими данными [Buseck and Goldstein, 1969], свидетельствующими о том, что оливины охлаждались крайне медленно от высоких температур. Для оливинов равновесных обыкновенных хондритов также характерно низкое содержание СаО (<0.1 масс %) [Warner and Luth, 1973; Stormer, 1973]. В [Smith, 1971] впервые было обнаружено бимодальное распределение СаО в лунных оливинах и предположено, что высококальциевые являются вулканическими, а низкокальциевые – плутоническими оливинами. Аналогичная картина наблюдается и для земных оливинов [Smith, 1971]: для плутонических пород содержания СаО в оливинах ≤ 0.1 масс% и не зависит от количества Fe компоненты в широком диапазоне ее содержаний (от 10 до 99 моль %). Такие же низкие количества СаО характерны и для оливинов во включениях в алмазах, перидотитовых и ультраосновных включениях в кимберлитах и вулканических породах [Соболев, 1974]. Высокие содержания Са в оливинах на контактах с металлом и матрицей в пределах 0.25 – 0.27 вес % сходны с таковыми в оливинах земных и лунных вулканических пород [Dodd, 1972] и свидетельствуют о быстром охлаждении от высоких температур.

Тридимит, троилит, добреелит, металл

В тридимите, фр. М, рис.3, наблюдается обогащение РЗЭ с явным преобладанием тяжелых $(Lu/La)_M/(Lu/La)_{C1} = 1.97$ и положительной Eu аномалией - $(Eu/Sm)_M/(Eu/Sm)_{C1} = 2.37$. Распространенность Sc в тридимите соответствует C1 хондритам. Распределение элементов в тридимите свидетельствует о том, что он является минералом - концентратором тяжелых редкоземельных элементов.

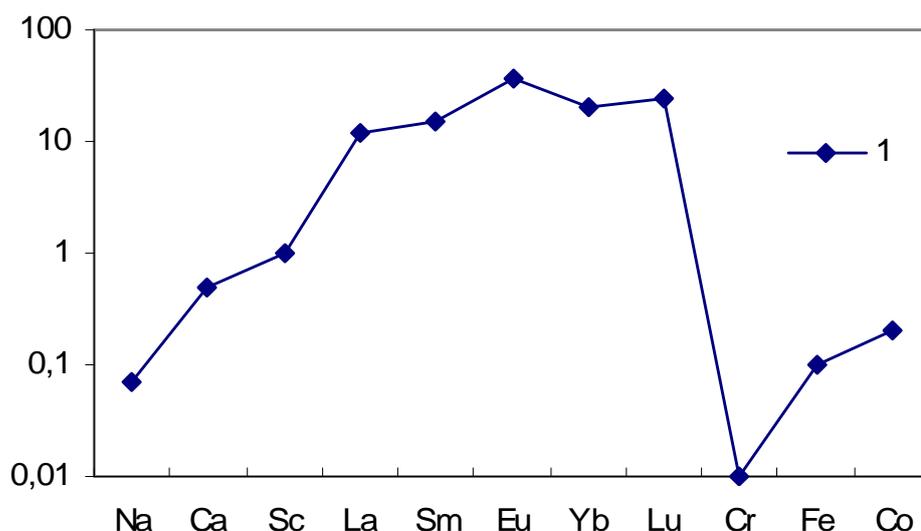


Рис. 2. Нормированные к C1-хондритам содержания элементов в тридимите из палласита Омолон. 1- тридимит.

В троилите, фр. G, наблюдается обогащение хромом, железом, иридием и кобальтом относительно никеля - $(Cr, Fe, Ir, Co/Ni)_G / (Cr, Fe, Ir, Co/Ni)_{C1} = 590, 301.7, 8.0, 4.0$. Такое распределение сидерофильных элементов в троилите свидетельствует о том, что Cr, Fe, Ir, и Co проявляют более халькофильные свойства, чем Ni. Обогащение хромом троилита может быть связано с присутствием добреелита.

В добреелите, фр.L, рис.4, распространенности железа и цинка $(Fe, Zn)_L / (Fe, Zn)_{C1} = 1.0$ и соотношение $(Ir/Ni)_L / (Ir/Ni)_{C1} = 1.0$ соответствуют C1 хондритам. Распространенности среднелетучих Zn и Na с близкими температурами конденсации сильно различаются $(Zn / Na)_L / (Zn / Na)_{C1} = 16.7$, так как проявляют разные геохимические свойства. Добреелит обогащен Co и Au относительно Ni и Ir. Распределения сидерофильных элементов в троилите и добреелите свидетельствуют о том, что эти минералы формировались в разных условиях, очевидно, троилит при более высокой температуре, чем добреелит.

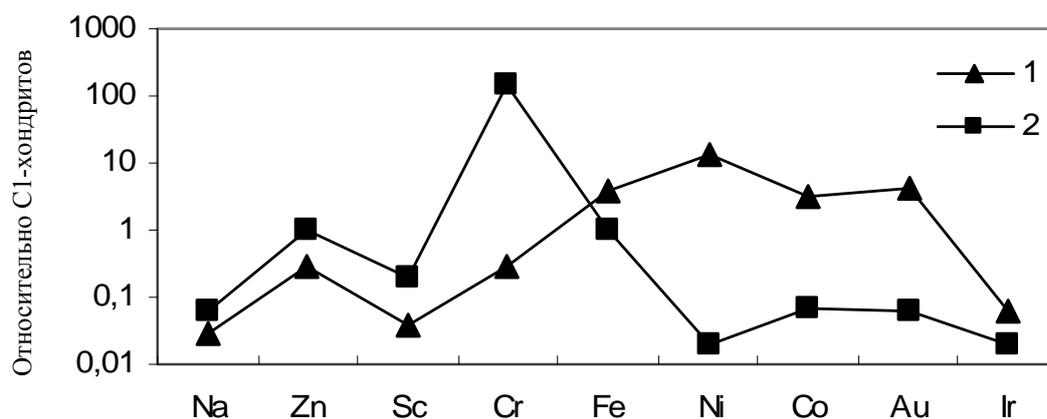


Рис. 3. Нормированные к C1-хондритам содержания элементов в металле и добреелите из палласита Омолон. 1– металл; 2 – добреелит.

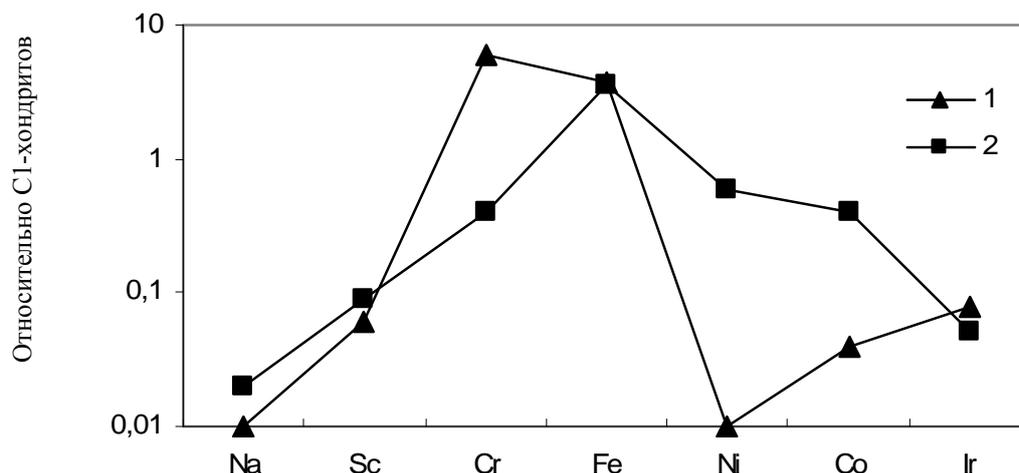


Рис. 4. Нормированные к C1-хондритам содержания элементов в троилите и магнетите из палласита Омолон. 1– троилит; 2 – магнетит.

Согласно полученным данным содержание Co (0.16%) в никелистом железе (фр.K.), рис.4, в палласите Омолон значительно ниже, чем в железных метеоритах (0.4-0.7%) и энстатитовых и обыкновенных хондритах (0.3-1.3%) [Scott, 1972]. Содержание Ir (0.03мкг/г) входит в интервал содержаний этого элемента в железных метеоритах (0.02-60 мкг/г) [Scott, 1978]. Никелистое железо палласита Омолон содержит Au (0.6мкг/г) в количествах меньших, чем E- и H-хондриты, но выше нижнего предела для железных метеоритов [Scott, 1972; Scott, 1978].

Распространенности Ir, Co Au в Fe,Ni-фазе в палласите относительно Ni и C1 хондритов меньше единицы, следовательно, ниже космических. Рассмотрение химического состава Fe,Ni-фазы палласитов показывает, что величины отношений Au/Ni As/Ni Ir/Ni и Ga/Ni различных групп палласитов не соответствует составу Fe,Ni-фазы хондритов. По соотношению Ga-Ge и содержанию Au, As, Ir, Ni и W палласиты основной группы соответствуют железным метеоритам ШАВ с высоким содержанием Ni [Scott, 1977]. Для них характерно низкое значение $(Ir/Ni)_{ср.} = 0.43 \times 10^{-5}$. Это не противоречит тому, что Fe,Ni-фаза основной группы палласитов могла образоваться при частичном плавлении металла хондритов (значения Au/Ni и As/Ni поддерживают это предположение) [Лаврухина и др., 1982].

Фрагменты, обогащенные тугоплавкими литофильными элементами

В палласите Омолон выделены четыре фрагмента N,O,P,R с высокими содержаниями тугоплавких литофильных элементов (ТЛЭ). Относительные содержания элементов приведены в табл. 1. и показаны на рис. 2..

Степень обогащения легкими РЗЭ во всех фрагментах палласита Омолон выше, чем в грубозернистых CAI хондрита Allende [Grossman et al., 1977] и во фрагментах хондрита Каинсаз CO, обогащенных ТЛЭ [Люль и др., 1990]. В меньшей мере каждый фрагмент палласита Омолон обогащен Yb и Lu. Во фрагментах N, O, P и R наблюдается заметное фракционирование между легкими и тяжелыми РЗЭ – $(La/Lu)_N / (La/Lu)_{C1} = 9.7$; $(La/Lu)_O / (La/Lu)_{C1} = 5.2$; $(La/Lu)_P / (La/Lu)_{C1} = 6.6$; $(La/Lu)_R / (La/Lu)_{C1} = 16.2$ с положительными аномалиями Eu и в N – фрагменте и отрицательными Eu аномалиями в O и R фрагментах. Такое фракционирование РЗЭ не характерно для CAI включений CV хондритов [Grossman et al., 1977], но оно проявляется во фрагментах KS1, KS2 и KS3 в хондрите Каинсаз CO [Люль и др., 1990]. В хондрите Каинсаз степень фракционирования между легкими и тяжелыми РЗЭ увеличивается с возрастанием в них содержания скандия. Обогащены скандием и

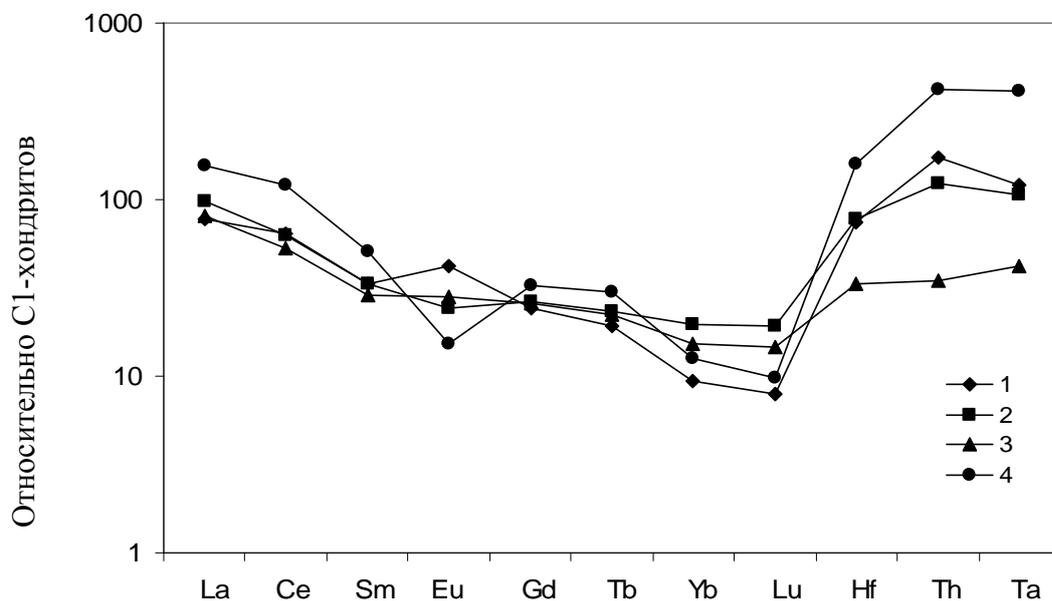


Рис. 5. Нормированные к C1-хондритам содержания редких элементов в N, O, P и R фрагментах из палласита Омолон. 1 – фрагмент N (коричнево-красное стекло), 2 – фрагмент O (темно-коричневое стекло), 3 – фрагмент P (полупрозрачная зеленовато-серая порода), 4 – фрагмент R (светлая плотная порода).

перечисленные выше включения с таким же типом фракционирования РЗЭ. Во фрагментах палласита Омолон степень фракционирования между легкими и тяжелыми РЗЭ увеличивается с возрастанием в них содержания Na. Очевидно легкие РЗЭ, Na и Th входят в один минерал. В палласите Омолон обнаружены два фосфата [Sharygin et al., 2006]: стенфилдит $Ca_4 Mg_3 Fe_2 (PO_4)_6$

и витлокит $(Ca Mg Fe^{2+})_3 (PO_4)_2$. Витлокит в данном случае представляет геохимический интерес, поскольку в нем содержится, то небольшое количество щелочей, которые имеются в палласитах. Следовательно, легкие РЗЭ, Na и Th во фрагментах концентрируются в витлоките. Davis and Olsen [Davis and Olsen, 1991; Davis and Olsen, 1996] наблюдали высокие содержания редкоземельных элементов в Ca и Mg фосфатах в немагнитной фракции палласитов. Согласно их модели высокая распространенность редких земель контролируется образованием фосфатов на границе оливин - металл. Очевидно, что фрагменты в палласите Омолон обогащены фосфатами.

Выводы

- 1) В палласите Омолон идентифицированы шесть типов оливинов: первый тип А (чистый оливин), второй тип В (желтый оливин), третий тип С (оливин с круглыми включениями непрозрачных минералов), четвертый тип D (оливин с каемками непрозрачных минералов), пятый тип Е (оливин в контакте с матрицей) и шестой тип F (оливин с металлическими оболочками). Первые четыре типа различаются по распространенностям Со относительно Ni и С1 хондритов. Пятый и шестой типы выделены по распределению легких редкоземельных элементов относительно С1 хондритов.
- 2) На основании полученных данных о распределении Са в оливинах относительно С1 хондритов выделено две группы оливинов, которые формировались при высоких температурах, но с разными скоростями остывания: первая группа (низкокальциевая) - при медленном остывании, вторая группа (высококальциевая) – при быстром остывании.
- 3) Распределения элементов в оливинах палласита Омолон имеют сходства с таковыми в хондрах хондрита Каинсаз СОЗ - соотношения большинства литофильных элементов соответствуют С1 хондритам. Такое распределение элементов в оливинах палласита Омолон и хондрах хондрита Каинсаз свидетельствует о том, что они образовались в едином процессе переплавления компонентов с разной температурой конденсации.
- 4) Металлическая фаза претерпела изменения в химическом составе со времени своего образования, о чем свидетельствует характер распределения сидерофильных элементов в металле палласита.
- 5) Анализ химического состава акцессорных минералов показал: 1) минералом - концентратом тяжелых редкоземельных элементов является тридимит, 2) троилит и добреелит были образованы в разных температурных условиях, 3) магнетит является минералом внешней зоны коры плавления.
- 6) Обнаружено четыре фрагмента, обогащенных тугоплавкими литофильными элементами с высокой степенью фракционирования РЗЭ. Необычный химический состав фаз и высокая степень фракционирования РЗЭ во фрагментах указывают на их образование при высоких температурах на ранней стадии эволюции Солнечной системы. Фазы-носители аномальных литофильных элементов во фрагментах могут быть сохранившимися реликтами первых конденсатов в ДПО.
- 7) По-видимому, не лишена основания постановка вопроса о том, не является ли образование палласита Омолон результатом агломерации сначала отдельных мелких кристаллов оливина в более крупные кристаллы с последующим их объединением металлической фазой.

Литература

- Виноградов, А. П. (1965), Вещество метеоритов, *Геохимия*, №11, 1275-1312.
- Колесов, Г. М., Н. А. Шубина, А. Ю. Люль (2001), Оптимизация инструментального нейтронно-активационного анализа веземного вещества: фрагментов лунных пород, метеоритов, хондр и ультратугоплавких включений, *Журнал аналитической химии*, 56, № 11, 1169-1172.
- Лаврухина, А. К., А. Ю. Люль, Г. В. Барышникова (1982), О распределении сидерофильных элементов в Fe, Ni-фазе обыкновенных и энстатитовых хондритов, *Геохимия*, №5, 645-663.
- Лаврухина, А. К., А.Ю. Люль, Г. М. Колесов, Г. В. Барышникова (1987), Особенности элементного состава хондр обыкновенных хондритов Оханск Н4, Саратов L3-4 и углистого хондрита Каинсаз СОЗ, *Геохимия*, №1, 44-63.

- Лаврухина, А. К. (1989), Распределение Na, K и редкоземельных элементов в хондрах, *Геохимия*, №9, 1231-1245.
- Люль, А. Ю., Г. М. Колесов, А. К. Лаврухина (1990) Распределение тугоплавких элементов в фрагментах углистого хондрита Каинсаз СО. *Геохимия*, №10, 1467-1475.
- Пляшкевич, А. А., Н. Е. Савва., Г. Ф. Павлов (1991) Омолон - первый палласит Северо-Востока СССР, *Докл. АН СССР*, 318, №1, 197-202.
- Соболев, Н. В. (1974), *Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*, Наука, Новосибирск.
- Шубина, Н. А., Г. М. Колесов (2003), Снижение пределов нейтронно-активационного обнаружения микроэлементов в искусственных и природных материалах вычитанием спектров радионуклидов матричных элементов из общего спектра исследуемого образца, *Журнал аналитической химии*, 58, № 9, 980-986.
- Шуколюков, Ю. А., Ю. В. Клименко, Ю. А. Колясников, М. В. Колосков (1992), Благородные газы в оливине из палласита Омолон, *Геохимия*, №7, 923-938.
- Anders, E., N. Grevesse (1989), Abundances of the elements: Meteoritic and solar, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 53, №1, 197-214.
- Asphaug, E., C. B. Agnor, Q. Williams (2006), Hit-and-run planetary collisions, *Nature*, 438, 155-160.
- Bevan, A. W. R. and H. J. Axon (1980), Metallography and thermal history of the unequilibrated meteorite-metallic chondrules and the origin of polycrystalline taenite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, №3, 353-360.
- Bondar, J. V., V. P. Perelygin, R. I. Petrova (1997), Fossil track studies of the Omolon pallasite crystals, *Radiation Measurements*, 28, 337-340.
- Bondar, Yu. V., Kashkarov L. L., Perelygin V. P. (2002), Tracks and dislocations in silicate minerals of the Omolon pallasite, *Lunar Planet. Sci. Conf. 33th*, Houston: LPI, CD #1067.
- Bronshten, V. A., V. E. Zharov, R. L. Khotinok (1999), Atmospheric trajectory and orbit of the Omolon meteorite, *Meteorit. Planet. Sci.*, 34, A131-A135.
- Buseck, P. R., J. I. Goldstein (1969), Olivine compositions and cooling rates of pallasitic meteorites, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 2141-2158.
- Buseck, P. R. (1977), Pallasite meteorites- mineralogy, petrology and geochemistry, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, V.41, №6, 711-740.
- Clayton, R. N., T. K. Mayeda (1996), Oxygen – isotope studies of achondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 60, 1999-2017.
- Davis, A. M., E. J. Olsen (1991), Phosphates in the pallasite meteorites as probes of mantle processes in small planetary bodies, *Nature*, 353, 637-640.
- Davis, A. M., E. J. Olsen (1996), REE patterns in pallasite phosphates. – A window on mantle differentiation in parent body, *Meteorit. Planet. Sci.*, 31, A34-A35.
- Desrousseaux, A., J. C., Doukhan, H. Leroux, Van J. C. Duysen (1997), An analytical electron microscope investigation of some pallasites, *Phys. Earth Planet. Interiors.*, 103, 101-115.
- Dodd, R. T. (1972), Calcium in chondrite olivine, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, №132, 651
- Dodd, R. T. (1973), Minor element abundances in olivines of the Sharps (H-3) chondrite. *Contribs Mineral and Petrol.*, 42, №2, 159.
- Dodd, R. T. (1981), *Meteorites: A petrologic-chemical synthesis*, Cambridge e.a.: Cambridge Univ. Press.
- Gooding, I. L., R. Keil (1981), Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation, *Meteoritics*, 16, №1, 17-43.
- Grossman, L., R. Ganapathy, A. M. Davis (1977), Trace elements in the Allende meteorite- III. Coarse-grained, Ca-rich inclusions nevisited, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, №11, 1647-1664.
- Kurat G. (1988), Primitive meteorites: an attempt toward unification, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A325, 459-482.
- Malvin, D. J., J. T. Wasson, R. N. Clayton, T. K. Mayeda (1985), Bocainva – a silicate inclusion bearing iron meteorite related to the Eagle Station pallasites, *Meteoritics*, 20, №2, 259-273.
- Mittlefehldt D. W. (1980), The composition of mesosiderite olivine clasts and implications for the origin of pallasites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, №1, 29 - 40.
- Mittlefehldt, D. W., T. J. McCoy, C. A. Goodrich, A. Kracher (1998), Non – chondritic meteorites from asteroidal bodies, *Planetary Materials*, Papike J.J. (Ed), 195.

- Nagahara, H. (1982), Ni-Fe metals in the type 3 ordinary chondrites. *Nem. Nat. Inst. Polar. Res.*, Spec. iss., №25, 86-96.
- Scott, E. R. D. (1972), Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, №11, 1205-1236.
- Scott, E. R. D. (1977), Pallasites – metal composition, classification and relationships with iron meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, №3, 349-360.
- Scott, E. R. D. (1977), Geochemical relationships between some pallasites and iron meteorites. *Mineral. Mag.*, 41, №318, 265-272.
- Scott, E. R. D. (1978), Iron meteorites with low Ga and Ge concentrations-compositions, structure and genetic relationship, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, №8, 1243-1251.
- Sharygin, V. V., S. V. Kovyasin, N. M. Podgornykh (2006), Mineralogy of olivine hosted inclusions from the Omolon pallasite, *Lunar Planet. Sci. Conf. 37th*, Houston: LPI, CD #1235.
- Smith, J. V. (1966), X-ray emission microanalysis of rock-forming minerals. II. Olivines, *Geol.*, 74, №1, 1.
- Smith, J. V. (1971), Minor elements in Apollo 11 and 12 olivine and plagioclase, *Proc. Second Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta. Suppl.* 2, 141.
- Stormer, Y. G. (1973), Calcium zoning and relationship to silica activity and pressure, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, №8, 1815.
- Tomiyama, T., G. R. Huss, K. Nagashima, A. N. Krot (2007), Ion microprobe analysis of ⁵³Mn - ⁵³Cr systematics in pallasite meteorite, *Lunar Planet. Sci. Conf. 38th*. Houston: LPI, CD #2007.
- Urey H. C. (1956), Diamonds, meteorites, and the origin the solar system, *Astrophys. J.*, 124, 623-637.
- Wahl, W. (1965), The pallasite problem, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, №3, 177-181.
- Warner R. D., W. C. Luth (1973), Two phase data for the join montcellite (CaMgSiO₄)- forsterite (Mg₂SiO₄): experimental result and numerical analysis, *Amer. Miner.*, 58, №11-12, 998.
- Wasson, J. T., B. G. Choi (2003), Main-group pallasites: chemical composition, relationship to III AB irons, and origin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, №16, 3079-3096.

З. А. ЛАВРЕНТЬЕВА, А. Ю. ЛЮЛЬ, Г. М. КОЛЕСОВ Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) e-mail: ugeochem@geochem.home.chg.ru