

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2015**

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР:
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**
Материалы Двадцать первой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2015**

**MINERAL DEPOSITS OF OCEANIC STRUCTURES:
GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY,
AND FORMATION CONDITIONS**
Proceedings of the XXI Scientific Youth School

Миасс
2015

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. 266 с.

ISBN 978-5-7691-2394-8

В сборник вошли материалы XXI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования» (20–24 апреля 2015 г.). Первая глава сборника традиционно посвящена общегеологическим и геодинамическим аспектам океанических и палеоокеанических обстановок. Рассмотрены методы оценки условий и модели формирования месторождений полезных ископаемых. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных и цветных металлов, а также золоторудным месторождениям Урала, Сибири и Кавказа. Представлены результаты изучения современных гидротермальных построек и марганцевых корок и конкреций на дне Атлантического и Тихого океанов. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудовмещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 15-35-10063-мол_г) и ЮУрГУ.

Илл. 56. Табл. 22.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Д. А. Артемьев, к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2015. 266 p.

ISBN 978-5-7691-2394-8

Proceedings of the XXI Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions” (April 20–24, 2015) include abstracts dedicated to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. The individual chapters are devoted to research methods and estimation of formation conditions of the deposits, gold deposits and deposits of ferrous and base metals of Urals, Siberia, and Caucasus including black smoker systems and Mn crusts and nodules from the Atlantic and Pacific oceans. A special chapter consists of abstracts, which present the results of study of ore-hosting complexes, minerals, and non-metallic deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 15-35-10063-мол_г) and South-Urals State University.

Figures 56. Tables 22.

Editors-in-Chief:

Professor V. V. Maslennikov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: D. A. Artem'ev, N. R. Ayupova, E. V. Belogub, Professor V. V. Zaykov, K. A. Novoselov, Professor V. A. Popov, N. P. Safina

условий образования // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 26–31.

Alt J. C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // *Journal of Geophysical Research*. 1986. Vol. 91. No. B10. P. 10309–10335.

Butterfield D. A. Deep ocean hydrothermal vents // In: *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson H., Houghton B. F., McNutt S. R., Rymer H., Stix J. (eds). Academic Press, San Diego, California, 2000. P. 857–875.

McCollom T. M., Shock E. L. Fluid-rock interaction in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. No B1. P. 547–575.

Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology*. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Pokrovski G. S., Tagirov B. R., Schott J. et al. An in situ X-ray absorption spectroscopy study of gold-chloride complexing in hydrothermal fluids // *Chemical Geology*. 2009a. Vol. 259. P. 17–29.

Pokrovski G. S., Tagirov B. R., Schott J. et al. A new view on Au speciation in S-bearing hydrothermal fluids from in situ XAS and quantum-chemical modeling // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009b. Vol. 73. P. 5406–5427.

Tret'yakov G. A. Extraction of metals from the sediment by the heated seawater: A physical-chemical modeling // *Ore genesis. Proceeding papers of international conference*. Maslennikov V. V. et al. (eds). Miass: Inst. of Mineralogy UB RAS, 2013. P. 107–111.

А. Н. Юричев

*Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com*

Оливин-хромшпинелевые геотермометры – отражение термических параметров кристаллизации

Химические и физические свойства шпинелидов несут важную информацию, необходимую для реконструкции геохимической характеристики мантийных источников расплавов, геодинамической обстановки, P-T-режима в ходе магмогенерации и условий дифференциации первичных расплавов.

Хромшпинелиды являются наиболее распространенными акцессорными минералами высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород интрузивного и вулканогенного происхождения и часто образуют рудные скопления в офиолитовых телах или расслоенных интрузивах. К настоящему времени по их минералогии накоплен обширный фактический материал. Исследования, проведенные в последние несколько десятилетий с применением рентгеноспектрального и микронзондового анализов, показали, что составы акцессорных хромшпинелидов изменяются в очень широком интервале, в том числе даже в пределах отдельных интрузивных и эффузивных тел. Такие данные имеются для акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультраосновных вулканитов и расслоенных интрузивов, кимберлитовых тел и кимберлитоподобных пород, лав основного состава и лунных базальтов. Обширная информация имеется также по составам акцессорных и рудных хромшпинелидов из альпинотипных гипербазитов складчатых областей.

Многообразие составов акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах в настоящее время объясняется по-разному. Однако одним из главных факторов наблюдаемого разнообразия является изменение физико-химических условий кристаллизации акцессорных хромшпинелидов в процессе магматического генезиса, а также вследствие последующих метаморфических процессов преобразования вмещающих их ультраосновных пород [Перевозчиков и др., 2007; Юричев, 2013; Юричев, Чернышов, 2012]. В процессе эволюции состав хромшпинелидов изменяется под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых температура (Т), давление (Р), фугитивность кислорода (fO_2) и состав системы.

Попытки оценить эти параметры, используя особенности составов хромшпинелидов или их парагенезисы с силикатными минералами, делались неоднократно [Fabries, 1979; Ono, 1983; Roeder et al., 1979; Ballhaus et al., 1991; Чашухин и др., 1996].

Доказано, что хромшпинелиды являются одной из первых минеральных фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, из которых они выделяются до или совместно с магнезиальным оливином (или, намного реже – с другими силикатными минералами). При этом магматогенная природа первых в магматических ультрамафитовых телах подтверждается морфологией зерен, характером их распределения, взаимоотношением с другими минеральными фазами, наличием в них первичных расплавных включений. В связи с этим для большинства ультрамафитов наиболее характерным является оливин-хромшпинелевый парагенезис. Как показали исследования [Fabries, 1979; Ono, 1983; Roeder et al., 1979; Barnes, Roeder, 2001], этот парагенезис, учитывающий особенности составов хромшпинелидов, может быть использован в качестве индикатора условий образования ультраосновных пород.

Температуры кристаллизации хромшпинелидов в ультраосновных расплавах могут быть оценены только при экспериментальных исследованиях или расчетным путем. Так, например, экспериментально установлено [Hill, Roeder, 1974], что из расплава оливинового базальта с широкими вариациями содержания хрома шпинель (шпинель-магнетитовый твердый раствор) в качестве ликвидусной фазы появляется при T 1275–1058 °С. При этом в более окислительных условиях первой кристаллизуется шпинель, при восстановительном режиме – одновременно с нею появляется оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Совместная кристаллизация фаз хромшпинелид-оливинового парагенезиса может происходить в широком температурном интервале (от ликвидуса системы до 40–50 % раскристаллизации).

Для косвенного определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов в настоящее время широко используются четыре оливин-хромшпинелевых геотермометра: Джексона-Ирвайна-Редера [Roeder et al., 1979], Оно [Ono, 1983], Фабри [Fabries, 1979] и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [Ballhaus et al., 1991].

Как было выяснено ранее [Чашухин и др., 1996], расчетные температуры оливин-хромшпинелевого равновесия отвечают образованию не дунитов и хромититов, а становлению сложенных ими тел. Поэтому есть все основания предполагать постоянство значений «замороженной» температуры в пределах каждого тела независимо от вариаций состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, его железистости). Этот вывод служит надежным индикатором корректности любого, основанного на обменных реакциях, геотермометра.

Однако проведенные исследования по адаптации данных геотермометров на различных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых объектах (фрагменты офиолитовых поясов – дунит-гарцбургитовые Калнинский массив, Красноярский край, Агардагский массив, Республика Тыва; массивы Канской глыбы, Восточный Саян: рести-

Т а б л и ц а

**Результаты расчета температур оливин-хромшпинелевого равновесия
различными геотермометрами в ультрамафитах**

Объект	Образец	Порода	Геотермометры, °С			
			1	2	3	4
Калининский массив (Красноярский край)	7073	Гарцбургит	630	790	758	671
	7084	Гарцбургит	687	952	779	696
	7036-1	Дунит	644	758	790	703
	7052	Дунит	623	789	764	673
	7081	Дунит	675	907	785	706
	7045-1	Дунит	716	826	841	775
	7074	Дунит	716	877	827	752
	7007	Дунит	654	1163	741	639
Агардагский массив (Республика Тыва)	7017	Дунит	699	1294	760	651
	15010	Гарцбургит	753	945	870	788
	15020/1	Гарцбургит	682	880	784	699
	15025	Гарцбургит	649	773	780	693
	15011/4	Дунит	740	929	854	785
	15011/3	Дунит	699	895	816	735
	15018	Дунит	646	781	791	705
	15025/2	Дунит	602	720	755	668
Идарский	15027	Дунит	586	779	725	645
	15027	Дунит	668	861	790	717
	18488	Гарцбургит	287	411	610	511
	18488-3	Гарцбургит	108	321	513	466
	5173-3	Дунит	456	775	593	502
	5173-3	Дунит	434	734	576	485
	5173-3	Дунит	346	510	635	547
	5173-3	Дунит	278	462	604	527
	5197-1	Дунит	514	890	620	510
	5197-1	Дунит	265	461	629	538
Тала-жинский	5197	Дунит	152	377	626	555
	1093	Плагиодунит	892	2014	885	630
	1093	Плагиодунит	817	1728	854	613
	1093	Плагиодунит	243	538	856	635
Кулибинский	1093	Плагиодунит	262	554	894	652
	43	Лерцолит	191	435	680	527
	905	Верлит	312	605	763	591
	905	Верлит	189	467	762	583

Примечание. 1–4 – геотермометры: 1 – Джексона-Ирвайна-Редера [Roeder et al., 1979], $T, K = (3480 \cdot 2\alpha + 1018 \cdot \beta + 2400 - 1720 \cdot \gamma) / (2.23 \cdot \alpha + 2.56 \cdot \beta + \ln K_D \cdot 1.987 - 3.08 \cdot \gamma - 1.47)$; 2 – Оно [Ono, 1983], $T, K = (0.057 + 0.34 \cdot 10^4) / (\ln K_D + 0.934 \cdot Cr'' - 0.102)$; 3 – Фабри [Fabries, 1979], $T, K = (4250 \cdot \alpha + 1343) / (\ln K_D^0 + 1.825 \cdot \alpha + 0.571)$; 4 – О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [Ballhaus, 1991], $T, K = [(6530 + 280 \cdot P + 7000 + 108 \cdot P) \cdot (1 - 2 \cdot Fa) - 1960 \cdot (1 - 2 \cdot f) + 16150 \cdot \alpha + 25150 \cdot (\gamma + X_{Ti})] / (R \cdot \ln K_D + 4.705)$; P – давление, GPa, для расчетов принято равным 1 GPa; α, β, γ – атомные доли Cr, Al, Fe³⁺ по отношению к их сумме в хромшпинелиде, соответственно; Cr'' = Cr/(Cr+Al) в хромшпинелиде; Fa = Fe/(Fe+Mg) в оливине; f = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) в хромшпинелиде; $K_D = (X_{Mg}^{Ol} \cdot f) / (X_{Mg}^{Sp} \cdot Fa)$, где $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ в оливине и хромшпинелиде, соответственно; $K_D^0 = \ln K_D - 4 \cdot \gamma$; R – универсальная газовая постоянная, R = 8.31 Дж/(моль*К).

товый Идарский дунит-гарцбургитовый массив, расслоенный Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив, дифференцированный Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый массив) показали, что результаты оценки температур оливин-хромшпинелевого равновесия, полученные с помощью существующих геотермометров (таблица), неоднозначны и не отвечают сформулированному выше требованию.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Значения температур для разных версий оливин-хромшпинелевого геотермометра, с некоторыми исключениями, различны и для конкретного объекта составляют 120–200 °С.

2. Для ультрамафитовых массивов офиолитовых поясов отмечается применимость всех четырех версий геотермометра. Это, очевидно, обусловлено тем, что все исследователи геотермометров производили практическую апробацию своих версий на ультрамафитах из офиолитовых комплексов. При этом геотермометры Оно и Фабри дают несколько более высокие температуры, нежели геотермометры Джексона-Ирвайна-Редера и O'NWBBG.

3. Для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов складчатых областей на примере реститового, расслоенного и дифференцированного массивов наиболее объективной версией для расчета температур представляется геотермометр Фабри. При этом последний, очевидно, отражает температуру наложенного метаморфизма, в ходе которого оливин-хромшпинелевая ассоциация испытала переуравновешивание. Наименее применимым геотермометром для данных массивов является геотермометр Джексона-Ирвайна-Редера, который для большинства анализов сильно занижает расчетную температуру.

4. При использовании геотермометра Оно в отдельных расчетах отмечается неоправданное завышение температур по отношению к другим версиям (например, обр. 7007, 7017, 1093, см. таблицу). Как показывают наблюдения, на это влияет значение введенного А. Оно параметра хромистости, который, очевидно, в ряде случаев не работает.

Из приведенных данных видно, что наиболее универсальной и практически адаптированной версией для расчета температур является оливин-хромшпинелевый геотермометр Фабри. Также в настоящее время доказано, что необходимым требованием наиболее корректного применения оливин-хромшпинелевых геотермометров является определение степени окисления железа в хромшпинелиде не расчетным путем, а основанное на данных ЯГР-спектроскопии [Чашухин и др., 1996].

Все вышеперечисленное обуславливает постоянный интерес петрологов к изучению акцессорных и рудных шпинелидов, физические и химические свойства которых заключают в себе важную информацию о физико-химических условиях и геодинамической природе кристаллизации. Однако к возможности применения особенностей составов хромшпинелидов и их парагенезисов для выяснения условий начальной кристаллизации и эволюции ультраосновных расплавов стоит относиться аккуратно в связи с их некоторой ограниченностью из-за трудности учета всего многообразия параметров систем.

Литература

Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Уймин С. Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 136 с.

Юричев А. Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.

Юричев А. Н., Чернышов А. И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279–2302.

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.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. № 4. P. 329–336.

Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of oxygen fugacity // Journal of Geology. 1974. Vol. 92. № 6. P. 709–731.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

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.

Е. Е. Паленова

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
palenova@mineralogy.ru*

**Модель формирования месторождений золота в черных сланцах
Артемовского рудного узла (Бодайбинский район)**
(научный руководитель Е. В. Белогуб)

Проблеме генезиса золоторудных месторождений в черносланцевых формациях посвящены исследования ряда отечественных и зарубежных ученых. По современной классификации они принадлежат орогенному типу [Goldfarb et al., 2001]. Классическим примером таких объектов на территории России является Бодайбинский район Ленской золотоносной провинции, для которого разработаны две основные гипотезы формирования месторождений: 1) постмагматически-гидротермальная, согласно которой основной этап концентрации золота в рудах и привнос хотя бы части цветных и благородных металлов отвечает становлению постметаморфических интрузий [Кондратенко, 1977; Distler et al., 2004; Лаверов и др., 2007; Русинов и др., 2008]; 2) метаморфогенно-гидротермальная, по которой рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме исходно металлоносных углеродистых толщ [Буряк, 1982; Large et al., 2007; Иконникова и др., 2009; Чугаев и др., 2014].

Месторождения рудного и россыпного золота в Бодайбинском районе объединяются в два крупных рудных узла – Хомолхинский на севере (месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское, Невское) и Артемовский на юге (месторождения Копыловское, Кавказ, рудопоявление Красное).