

брекчированные разности нередко со значительной долей нерудного материала. Наиболее широко распространены три генетических типа терригенно-осадочных руд: а) турбидиты; б) флюксотурбидиты; в) подводный коллювий.

Одним из ключевых вопросов теории колчеданного рудообразования является объяснение причин его связи с определенными вулканогенными формациями, по классическим представлениям которая объясняется мантийно-коровыми процессами. Приведенные автором данные позволяют связывать рудообразование не только непосредственно с глубинными мантийно-коровыми процессами, но и с продуктами их становления в экзогенной обстановке через цепь взаимосвязанных процессов (рис.2).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. - М.: Недра, 1977. - 176 с.
2. Рудницкий В.Ф. О новом типе метаморфических изменений пород на уральских колчеданных месторождениях // Доклады АН СССР. - 1981. - Т.260, N2. - С.440-443.
3. Рудницкий В.Ф. Положение колчеданных залежей в разрезе вулканогенно-осадочных пород Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. - 1983. - N1. - С.40-49.
4. Рудницкий В.Ф. Гидротермально-метасоматические изменения пород колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Известия АН СССР, сер. геолог. - 1983. - N1. - С.101-111.
5. Рудницкий В.Ф. Особенности ореола окolorудных изменений Сибайского медноколчеданного месторождения // Геология рудных месторождений. - 1985. - N2. С.94-100.
6. Рудницкий В.Ф. Миграция вещества при формировании уральских колчеданных месторождений // Геохимия. - 1987. - N6. - С.813-823.
7. Рудницкий В.Ф. Палеогеографические условия образования южноуральских колчеданных месторождений // Литология и полезные ископаемые. - 1988. - N2. - С.109-121.
8. Рудницкий В.Ф., Путинцева Е.В. Тектурная зональность руд Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Доклады АН СССР. - 1988. - Т.302, N2. - С.403-406.

УДК 321.6+553.491.8+662.5/470.5/

И.А.Малахов, П.Л.Бурмако

ТЕМПЕРАТУРА ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ И ХРОМИТОВ ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ УРАЛА

Проводившееся в последние годы детальное геолого-петрографическое и геохимическое изучение ряда наиболее крупных и интересных в промышленном отношении зональных массивов Урала позволило детально разобраться на основе полученных многочисленных микрозондовых данных с составом оливинов и хромшпинелидов в дунитах и в ассоциирующих с ними различных текстурных типах хромитов, часто несущих богатую платиновую минерализацию [4,5]. С другой стороны, в геологической литературе за последние два-три десятилетия появился целый ряд геотермометров, позволяющих на основе оливин-хромшпинелевых равновесий вполне надежно определять температуру образования слагающих их пород и руд. Правда, обычно не рассматриваются принципиально важные вопросы, характеризуют ли эти равновесия первичные или вторичные минеральные равновесия, образующиеся в результате наложенных процессов метаморфизма, столь характерные для ультраосновных массивов Платиноносного пояса Урала.

Как свидетельствуют полученные нами многочисленные микрозондовые данные по составу оливинов и акцессорных и рудных хромшпинелидов в трех наиболее крупных и интересных в промышленном отношении зональных массивов Пояса - Нижнетагильском, Светлоборском и Вересовоборском [5], состав рудных хромшпинелидов в платиноносных хромитах отличается от хромитов - наиболее распространенных на Урале альпинотипных дунитов и ассоциирующих с ними руд аномально высокой железистостью, а также долей трехвалентного железа среди содержащихся в них трехвалентных оксидов, что с одной стороны свидетельствует о специфических условиях их кристаллизации, происходящей в условиях повышенной фугитивности кислорода, а с другой, их образование должно было происходить при сравнительно невысокой температуре, поскольку доля парциального давления кислорода последовательно увеличивается по мере понижения температуры кристаллизации любых минеральных парагенезисов, в том числе и характерных для ультраосновных пород и генетически связанных с ними хромитовых руд.

Использование состава типоморфных минералов для оценки P-T условий формирования ультраосновных пород и хромитовых руд

Наиболее статистически вероятные оценки температур и давлений можно получать лишь при использовании минералогических термометров и барометров, основанных на зависимости коэффициентов распределения характерных элементов между сосуществующими, т.е. равновесными минералами при изменении температуры, давления и состава минералов. Теоретические основы минеральной термобарометрии в свое время были всесторонне рассмотрены Л.Л.Перчуком [6], сформулировавшим принцип «фазового соответствия».

Как отмечали В.И.Ваганов и С.В.Соколов [1], существенной разницы между минеральными термометрами и барометрами нет. Практически любое равновесие чувствительно как к температуре, так и к величине равновесного давления, варьирует лишь степень чувствительности. Если константа реакции в большей степени зависит от T, чем от P, то мы имеем потенциальный термометр, если наоборот, - то барометр. Поэтому в принципе любая пара независимых минеральных равновесий в рамках одного парагенезиса может служить комплексным термометром и в зависимости от формы представления функции $K_d = f(T, P)$ решаться либо графически, либо аналитически в виде двух уравнений.

Представляется оптимальным для выявления условий образования пород и руд использование двух независимых реакций, одна из которых зависит только от температуры, а другая - от давления. К сожалению, такие идеальные сочетания в настоящее время практически неизвестны. Имеется лишь ряд равновесий - термометров, которые относительно слабо зависят от давлений, т.е. температуру мы можем определять независимо. В отличие от термометров, аналогичных независимых барометров практически не существует. Все равновесия, которые используют в целях барометрии, почти в той же степени контролируются температурой. Этим диктуется и обычный способ определения T и P условий: сначала независимо оценивается температура равновесия, затем (с подстановкой найденной величины) давление.

В соответствии с минеральным составом различных фаций глубинности существует целый ряд термометров, предложенных различными исследователями у нас в стране и за рубежом. Для изучения условий формирования беспироксеновых пород типа дунитов, характерных для платиноносных зональных массивов, и ассоциирующих с ними хромитов первостепенное значение имеет изучение оливин-шпинелевых равновесий, впервые рассмотренных в качестве потенциального геотермометра Т.Н.Ирвайном [10]. Э.Д.Джексон [11] дал первую калибровку оливин-шпинелевого термометра, используя имеющиеся на тот период термодинамические данные. Им было выведено следующее уравнение:

$$T_k = \frac{5800\alpha + 1018\beta - 1720\gamma + 2400}{0,90\alpha + 2,56\beta - 3,08\gamma + \ln K_d} ,$$

где α, β, γ - коэффициенты в формуле шпинели $(Mg, Fe^{2+})(Cr_\alpha, Al_\beta, Fe_\gamma^{3+})_2O_4$

В 1979 г. Дж.Фабри предложил новую калибровку оливин-шпинелевого термометра и вывел соответствующее уравнение, приведенное ниже. Следует лишь отметить, что в выведенном им

равнении величина K_d представляет собой нормализованный параметр, скорректированный на состав без Fe^{3+} и равный $\ln K_d^0 = \ln K_d - 4,0 Y_{Cr}^{Sp}$. При этом коэффициент 4,0 им был взят у Т.Н. Ирвайна [10]. По данным П. Редера [13] этот коэффициент равен 2,0 при 1200 °С. Однако, по мнению Дж. Фабри эта разница в силу низкого содержания Fe^{3+} в шпинелях из шпинелевых феридотитов не имеет существенного значения и приводит лишь к незначительному (10-50 °С) отклонению расчетных температур. Однако, поскольку в акцессорных и рудообразующих хромшпинелидах из дунитов зональных массивов содержание трехвалентного железа аномально высокое, отмеченную поправку при расчете K_d^0 обязательно следует вводить.

По полученным систематическим новым данным о составе оливина и сосуществующего с ним хромшпинелида, а также на основе предыдущих исследований [4] и с привлечением целого ряда литературных данных [2,3] было произведено около 150 расчетов температур оливин-шпинелевых равновесий по трем наиболее используемым в настоящее время геотермометрам: по уравнению Дж. Фабри [9], имеющему вид:

$$T^{\circ}C = [(4250 Y_{Cr} + 1343) / (\ln K_p^0 + 1,825 Y_{Cr} + 0,571)] - 273 ,$$

где $T^{\circ}C$ - расчетная температура в градусах Цельсия, Y_{Cr} - доля хрома среди трехвалентных оксидов в хромшпинелидах, пересчитанных на стехиометрический состав, а K_p^0 характеризует соотношение двухвалентного железа и магния между сосуществующими хромшпинелидом и оливином.

Однако, как указывал сам автор этого геотермометра, предложенное им уравнение позволяет надежно определять лишь нижний предел температур образования хромшпинелидов и оливин-шпинелевых равновесий. Таким образом, если относить полученные цифры к температуре образования самих минералов, то они будут явно заниженными. Интересно в связи с этим отметить, что оценка по усредненным данным оливин-хромитовых равновесий во включениях их в алмазах дает расчетную температуру образования включений и самих алмазов лишь 930 °С, т.е. явно за пределами температур образования алмазов в кимберлитах, определяемых В.С. и Н.В. Соболевыми [7] в интервале температур от 1200 до 1400 °С.

Выполненная нами коррекция уравнения Фабри, исходя из оптимальной температуры образования оливиновых и хромитовых включений в алмазах около 1350 °С, позволила несколько модернизировать его уравнение. В этом случае оно имеет вид (Малахов, устное сообщение):

$$T^{\circ}C = [(6300 Y_{Cr} + 1343) / (\ln K_p^0 + 1,825 Y_{Cr} + 0,571)] - 273$$

и дает вполне правдоподобные цифры по температуре образования хромшпинелидов в дунитах и хромитах зональных массивов Урала.

Комбинированный геотермометр О. Нила, Уолла [12], в дальнейшем усовершенствованный Больхаузом, Берри и Грином [8], ниже обозначаемый как геотермометр ONWBGG, имеет более сложный вид:

$$T = [6530 + 280P + (7000 + 108P) \times (1 - 2Fa) - 1960 \times (X_{Mg}^{Sp} - X_{Fe^{2+}}^{Sp}) + 16150 X_{Cr}^{Sp} + 25150 X_{Fe^{3+}}^{Sp} + 27500 X_{Ti}^{Sp}] / [R \ln K_d + 4,705] ,$$

где T в К, P в ГПа, Fa - мольная доля фаялита в оливине, $X_{Fe^{2+}}^{Sp} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ в хромшпинелиде $X_{Mg}^{Sp} = 1 - X_{Fe^{2+}}^{Sp}$, X_{Cr}^{Sp} и $X_{Fe^{3+}}^{Sp}$ - соответственно $Cr / \Sigma R^{3+}$ и $Fe^{3+} / \Sigma R^{3+}$ в хромшпинелиде, $K_d = (X_{Mg}^{O1} \times X_{Fe^{2+}}^{Sp}) / (X_{Fe}^{O1} \times X_{Mg}^{Sp})$, X_{Ti}^{Sp} - количество катионов Ti в формуле шпинели в расчете на три катиона, R - газовая постоянная, равная 8,31441 Дж/град.хмоль. Так как влияние давления на расчетные значения температур очень незначительное (менее 2 °С на 1кб), для всех случаев оно было принято равным 1 ГПа. Проведенное сопоставление расчетных величин железистости у сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в породах и рудах разноформационных ультрамафитов позволило выявить два основных тренда закономерного изменения их состава. В частности, в ультраосновных породах расслоенных габбро-ультрамафитовых серий, обладающих явно магматическим генезисом, отмечается как в дунитах и гарцбургитах, так и в хромитах закономерное увеличение их железистости по мере последовательной их кристаллизации, связанной с понижением температуры. Подобная прямая корреляционная зависимость измене-

ния величины f , определяемая увеличением величины P_{O_2} , по мере понижения температуры приводит к закономерному возрастанию в минералах доли железа и снижению количества магния и в принципе характеризует сущность магматического тренда.

Напротив, при метаморфизме сосуществующих оливин-хромшпинелевых минеральных фаз, что наиболее четко фиксируется во вкрапленных хромитовых рудах, отмечается повышение железистости хромшпинелидов, а оливин, напротив, приобретает более магниальный состав. Такого рода Mg-Fe обменные реакции постоянно фиксируются, в частности, в хромитовых рудах Алапаевского, Ключевского, Кемпирсайского месторождений альпинотипных массивов Урала и характеризуют метаморфический тренд.

На представленной на рис. 1 диаграмме зависимости железистости оливинов и равновесных

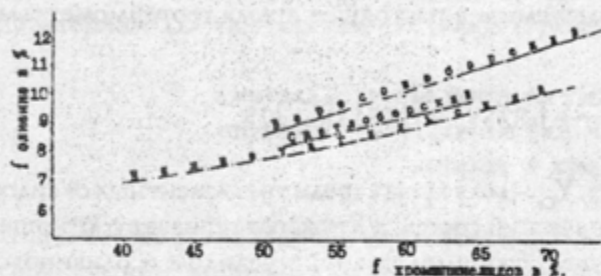


Рис. 1. Зависимость железистости оливинов и равновесных с ними хромшпинелидов в дунитах и хромитах зональных массивов Урала

с ними хромшпинелидов в дунитах и хромитах трех изученных зональных массивов отмечается типичный магматический тренд изменения состава оливинов и хромшпинелидов. Характерно, что он четко фиксируется и в породах и рудах Вересовоборского массива, подвергнувшегося в дальнейшем наиболее существенным вторичным изменениям. Однако линия, соответствующая изменению равновесных оливин-хромшпинелевых систем в дунитах и хромитах этого массива, располагается выше кривых подобного соответствия в других зональных массивах - Светлоборском и Нижнетагильском. Иными словами, при одном и том же составе оливина железистость равновесных хромшпинелидов в Светлоборском массиве будет несколько выше, а в Вересовоборском - существенно выше, чем в Нижнетагильском, что определяется более низкой температурой их кристаллизации и соответственно более высокой величиной парциального давления кислорода.

Рассмотрим теперь полученные с помощью различных геотермометров данные о температурах их кристаллизации. Кривые распределения полученных расчетных температур оливин-хромшпинелевых равновесий в дунитах и хромитах трех изученных зональных массивов, представленные на рис. 2, 3, 4, свидетельствуют о широком диапазоне и значительной неоднородности установленных данных, относящихся как к температурам их кристаллизации, так и к температурам окончания обменных реакций. Так, для Нижнетагильского массива устанавливается бимодальное распределение расчетных значений температур (см. рис. 2) с максимальными цифрами для температуры окончания обменных реакций, полученными с помощью геотермометра Фабри, порядка 675 и 815°C. По модернизированному геотермометру Фабри, в результате пересчетов, по которым мы получаем температуру кристаллизации, также отслеживается два соизмеримых по интенсивности максимума - на уровне 920 и 1120°C. По геотермометру О-Нила-Большауза получено хорошее соответствие с геотермометром Фабри, но кривая распределения первого разложилась на два примерно равных по интенсивности максимума, причем наибольший из них имеет довольно широкие границы 620-840°C, небольшую правую асимметрию и пик в районе температуры 825°C. Второй максимум, гораздо меньшей интенсивности, приходится на 930°C.

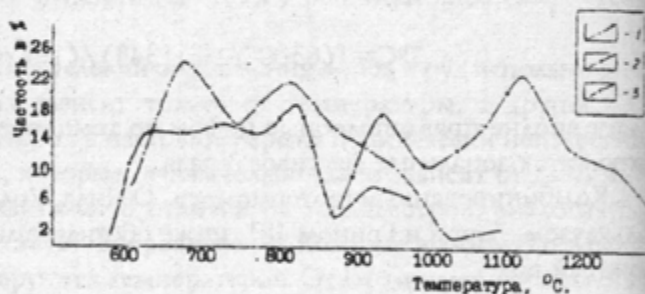


Рис. 2. Кривые распределения расчетных температур оливин-хромшпинелидовых равновесий в дунитах и хромитах

Нижнетагильского массива:

- 1 - по геотермометру Фабри; 2 - по модернизированному геотермометру Фабри;
- 3 - по геотермометру О-Нила-Уолла-Большауза-Берри-Грина

Для кривых распределения температуры оливин-шпинелевого равновесия Светлоборского

массива характерно мономодальное распределение (см.рис.3) с очень интенсивным максимумом, который по геотермометру Фабри располагается в районе 760°C, по модернизированному геотермометру Фабри на уровне 1070°C, а по геотермометру ONWBBG имеет небольшую правую асимметрию с наиболее интенсивным максимумом в районе температуры 815°C.

Кривые распределения температуры окончания обменных реакций и кристаллизации Вересовоборского массива имеют бимодальный характер и по геотермометру Фабри наиболее интенсивный из них приходится на 600°C, второй же максимум очень слабо проявлен и растянут в интервале от 880 до 960°C. По модернизированному геотермометру Фабри также выявляется очень интенсивный максимум с четкой левой асимметрией и наиболее распространенными значениями на уровне температуры 875°C, второй значительно менее интенсивный максимум падает на 1155°C. По геотермометру ОНила-Больхауза мы получили бимодальную кривую с левой асимметрией и очень интенсивным одним максимумом на уровне 690°C и максимумом значительно меньшей интенсивности на уровне 870°C (см.рис.4).

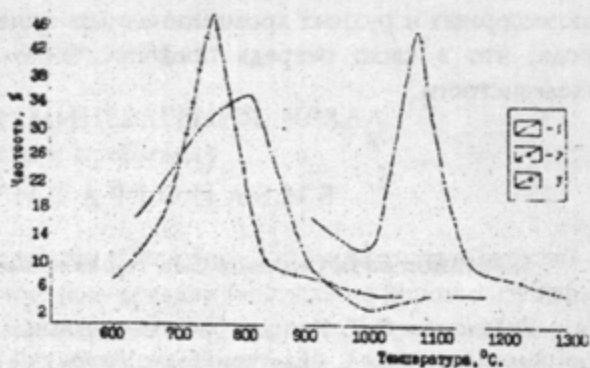


Рис.3. Кривые распределения расчетных температур оливин-хромшпинелидовых равновесий в дунитах и хромитах Светлоборского массива. Условные обозначения см. на рис.2

Итак, кривые распределения температуры образования зональных массивов, рассчитанные

по трем геотермометрам, характеризуются широкими пределами колебаний - по Фабри: для Нижнетагильского массива от 600 до 1100°C, Светлоборского массива от 620 до 1180°C и Вересовоборского массива от 540 до 960°C. По модернизированному геотермометру Фабри: Нижнетагильский массив 880-1300°C, Светлоборский массив - 910-1290°C и Вересовоборский массив от 800 до 1230°C. И, наконец, по геотермометру ONWBBG пределы колебаний составляют: Нижнетагильский массив - 570-980°C, Светлоборский массив - 600 -1080°C, Вересовоборский массив - 570 - 930°C.

Все кривые распределения для Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, в отличие от кривых распределения Светлоборского массива, имеют бимодальное строение. Следует также отметить, что температура окончания обменных реакций, рассчитанная по уравнению Фабри, а также температура, определенная по уравнению

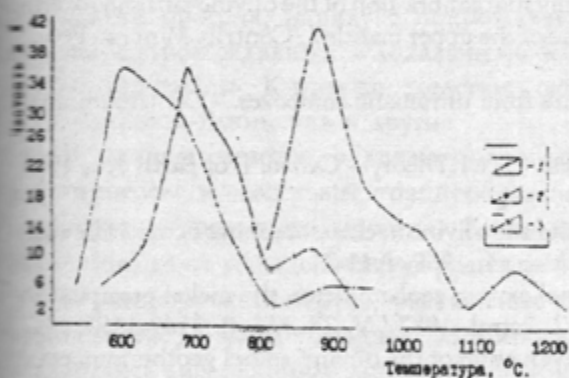


Рис.4. Кривые распределения расчетных температур оливин-хромшпинелидовых равновесий в дунитах и хромитах Вересовоборского массива. Условные обозначения см. на рис.2

ONWBBG, где учитывается очень много различных факторов, в том числе и содержание титана, имеют не только одинаковый вид, но и максимальные значения, по двум кривым отличаются для Вересовоборского массива на 90°, для Светлоборского - на 60°, а для Нижнетагильского массива - всего на 10°C. В Светлоборском массиве кривая распределения температур, рассчитанная по геотермометру ONWBBG, смещена в сторону меньшей температуры относительно температуры окончания обменных реакций, а для Вересовоборского массива картина прямо противоположная. Такие различия в первую очередь можно объяснить относительно повышенным содержанием титана в хромшпинелидах Вересовоборского массива, где оно доходит до 2% и более.

Таким образом, если учесть, что все три изученные зональные массивы Платиноносного пояса обладали единой природой и близким первоначальным строением, то фиксируемая в целом довольно существенная разница расчетных температур их формирования свидетельствует о существенной роли и влиянии вторичных высокотемпературных метасоматических процессов на значения расчетных температур их кристаллизации -наиболее низких для пород и руд Вересово-

борского массива. Одновременно следует учесть, что при понижении температуры образования акцессорных и рудных хромшпинелидов существенно возростала величина фугитивности кислорода, что в свою очередь предопределяло изменение их исходного состава и повышение железистости.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. - М.: Недра, 1988. - 149 с.
2. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). - Екатеринбург: Уральский госуниверситет, 1997. - 488 с.
3. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы//Тр. ИГиГ УФАИ СССР, вып.83. -Свердловск, 1970. - 167 с.
4. Малахов И.А., Вилисов В.А., Савохин И.В. Состав, особенности формирования и генезис платинометальной минерализации в Нижнетагильском массиве на Среднем Урале//Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования: Сб. статей. - Екатеринбург: Уралгеоком, 1995. - С.55-68.
5. Малахов И.А., Савохин И.В., Бурмако П.А. Платиноносные хромиты зональных массивов Урала и возможности комплексного их использования//Горный журнал. Уральское горное обозрение. - 1997. - N 3-4. - С.48-54.
6. Перчук А.А., Лаврентьева И.В. Изменение состава магматического и метаморфического флюида с глубиной//Флюидный режим земной коры и верхней мантии: Сб. - Иркутск, 1977. - С.11-14.
7. Соболев В.С., Добрецов Н.А., Соболев Н.В. Экспериментальные данные и классификация глубинных ксенолитов//Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. - Новосибирск: Наука, 1975. - С.5-17.
8. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle//Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V.107, N1. P. 27-40.
9. Fabries I. Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complexes. - Contrib.Mineral. Petrol, 1979. V. 69, N4. P.329-336.
10. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt.1.Theory. - Canad. J. of Earth Sci., 1965. V.2, N6. P. 648-672.
11. Jackson E.D. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex. - In: Magmatic ore deposits a Symp. Econ. Geol., Mon. 4, 1969. P.41-71.
12. O'Neill H., Wall V. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth upper mantle//J. Petrol. 1987/ V. 28, N6. P. 1169-1191.
13. Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer//Contrib.Mineral. Petrol. 1979. V.68.P.325-334.