

В. В. РЕВЕРДАТТО

**О РОГОВИКОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСАХ
В УСЛОВИЯХ НИЗКОГО P_0**

(Представлено академиком В. С. Соболевым 11 III 1970)

На основании анализа минеральных ассоциаций метapelитовых роговиков уже высказывалась мысль, что ферромагнезиальные фазы — гранат, координат, гиперстен и др. — должны в разных сочетаниях друг с другом, а также с силлиманитом, биотитом, калишпатом, кварцем (или со шпинелью в недосыщенных SiO_2 породах) и др. характеризоваться в условиях низких общих давлений* высокой железистостью⁽²⁾. Однако пределы этой железистости намечены лишь сугубо ориентировочно, а минеральные равновесия с участием упомянутых фаз пока вообще достоверно не выявлены. Это значительно затрудняет оценку термодинамических условий образования метapelитовых метаморфических пород. В настоящей статье предпринята попытка наметить некоторые пути для решения этой задачи.

Из недавних экспериментов Л. Хсю⁽¹²⁾ и С. Ричардсона⁽¹³⁾ следует, что в условиях умеренно высокого окислительного потенциала кислорода, контролируемого кварц-магнетит-фаялитовым буфером (QFM), чистый алмазид в ассоциации с кварцем и силлиманитом при температуре 650—800° сохраняет устойчивость лишь до 3—3,5 кбар, замещаясь при меньших давлениях феррокордиеритом (рис. 1а)**. Однако при менее высоком окислительном потенциале (JW, JM, JQF окисные буферы) это замещение должно, по-видимому, происходить при несколько меньших общих давлениях, и можно полагать, что стабильность А с С и Кв, вероятно, будет сохраняться вплоть до 1,5—2 кбар. А — Кв- или А — С-ассоциации, а также один А, при парциальном давлении кислорода, контролируемом буфером JW, JM или JQF, могут сохранять стабильность при еще меньших давлениях, по-видимому до 1 кбара (рис. 1б). В этом убеждает общее расширение поля устойчивости А при низком окислительном потенциале и встречаемость алмазидового граната в составе обычных неглубинных роговиков. Опираясь на результаты экспериментов А. Хиршберга и Х. Винклера⁽¹⁰⁾, можно утверждать, что алмазидовый гранат с $f \sim \sim 90\%$ устойчив в условиях высокого окислительного потенциала в ассоциации с Б ($f = 60\text{—}70\%$), К ($f = 50\text{—}55\%$), С и Кв при общем давлении не менее 4—5 кбар. При менее высоком окислительном потенциале (буферы JM, JW, JQF) А в той же ассоциации, вероятно, стабилен вплоть до 3 кбар или менее (рис. 1в)***.

* Для низких давлений, отвечающих условиям контактового метаморфизма, обычно принимается предел в 2—3 кбара.

** Условные обозначения в тексте и на рис. 1 и 2: А — алмазид, Б — биотит, Г — герцинит, Гр — гранат, Гип — гиперстен, К — координат, Кв — кварц, Ко — корунд, КПШ — калишпат, М — магнетит, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, С — силлиманит, Ст — ставролит, Ф — фаялит, Х — хлорит, Ш — шпинель. Буферы: НМ — гематит-магнетитовый, NiNiO — никель-бузенитовый, QFM — фаялит-магнетит-кварцевый, MW — магнетит-виоститовый, JM — железо-магнетитовый, JW — железо-виоститовый, JQF — железо-кварц-фаялитовый. 1 — экспериментально исследованные минеральные равновесия (и границы устойчивости ассоциаций⁽¹⁰⁾), 2 — предполагаемые, 3 — предполагаемые моновариантные равновесия с переменным составом фаз.

*** Смещение минеральных равновесий связано с изменением отношения $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в сосуществующих фазах. Тот или иной буфер фиксирует отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в минералах условно-моновариантных равновесий.

из магмы в область экзоконтакта *. Вероятно, в заметных количествах из недосыщенной водой магмы на магматической стадии (на стадии контактового метаморфизма) может выделяться лишь водород и некоторые другие летучие компоненты.

Конечно, существуют и весьма широко распространены в природе случаи, когда магма выделяет на магматической стадии воду и др. Это случается тогда, когда магма пересыщена водой, что больше свойственно глубинным гранитам и почти совершенно не свойственно базальтам. Однако подобные явления обычно не входят в категорию изохимического контактового метаморфизма. Они легко распознаваемы, так как сопровождаются метасоматическими процессами: гранитизацией, высокотемпературным скарированием (магнезиальные скарны) и др.

Распространенное мнение о том, что при контактовом метаморфизме минералообразование обычно происходит в условиях высокого окислительного потенциала, по-видимому, является заблуждением: нижеприведенные факты вполне определенно свидетельствуют об обратном.

Например, контактовые роговики классического ореола Комри, изученного С. Э. Тилли (18), очевидно, образовались в условиях очень низкого P_{O_2} , приблизительно соответствующего MW-буферу. На это указывает устойчивость здесь парагенезиса $G - Kb - M$ (19). В аналогичных же условиях, по-видимому, образовались $G - M - Ko$ -роговики в контактах Хэддо-Хаус (14) и $G - M$ -роговиковый парагенезис в Спаркрэйгс (17) в Шотландии. Температуры метаморфизма во всех этих случаях приблизительно соответствовали 800° . Вероятно, также при достаточно низких парциальных давлениях кислорода, при $T \approx 800-900^\circ$, происходил метаморфизм в контактах приповерхностного базальтового некка Слоаг в Шотландии (16). Об этом свидетельствуют парагенезисы Sh с M и находки гомогенного G в твердом растворе с M (19). P_{O_2} при данной температуре, по-видимому, было не выше того, какое контролируется QFM-буфером. В контактах известного интрузива Стиллиуотер (7, 12) и габбрового массива вблизи Карлингфорда (9) устойчивы ассоциации, включающие парагенезис $Kb - M - \Phi$, который также свидетельствует о невысоком окислительном потенциале.

Можно полагать, что контактовый метаморфизм в условиях низкого P_{O_2} представляет собою обычное явление. Во всяком случае, $M - G$ -парагенезис часто встречается в роговиках, особенно вблизи субвулканических базальтов и неглубинных массивов габбро. Частое присутствие в роговиках свободного углерода (графита), создававшего при нагревании с H_2O восстановительную обстановку, также согласуется с этим выводом. Вероятно, лишь в самых приповерхностных условиях, при метаморфизме осадков, очень богатых окислами железа (например, железистых латеритов), минералообразование осуществлялось в обстановке достаточно высокого P_{O_2} . Об этом свидетельствуют ассоциации типа $G - Ko$, обнаруженные в контактах штока Тивебуллия (6) и некоторых других местах. Однако характерно, что $G - Ko$ -породы не были обнаружены в непосредственных интрузивных контактах, а лишь на некотором удалении от них. В непосредственных же контактах устойчивы $Ko - G - M$ -ассоциации. Это свидетельствует о явно восстановительной природе метаморфизма. На это же указывает и сравнение исходных составов вмещающих метанелитов (или пелитов) и роговиков контактовых ореолов: первые отличаются от вторых более высокой степенью окисления, что наблюдается на ряде при-

* Вода, водород и кислород, связанные уравнением термической диссоциации, вместе с некоторыми металлами (Fe , Ti , Mn и др.) и их окислами находятся в расплаве в состоянии сложного динамического равновесия. Это равновесие в диапазоне P и T определяется комбинацией взаимодействий между металлами, окислами и компонентами воды, причем металлы и окислы частично ассоциированы с Si , Al , Ca и другими составляющими расплава. Окисление металлов, их закисей и др. приводит к понижению парциального давления кислорода.

родных объектов (^{1, 5, 16}). Причина данного явления, наряду с прогревом области экзоконтакта, по-видимому, состоит и во взаимодействии окислов исходных пород с диффундирующим из магмы водородом.

Соотношение железистости фаз, существующих в составе бессиллиманитовых парагенезисов контактово-метаморфизованных неглубинных метapelитов, может иллюстрироваться следующим: $Gr_{80} + K_{54} + B_{71} + KPH + П + KB$ (⁸) и $Gr_{80-90} + K + B_{62} + KPH + П + Kв$ (¹¹). Кроме того, ассоциация $Gr_{83} + K + B_{65} + KPH + П + Kв$ была обнаружена автором в останках кровли в гранитах Восточного Казахстана. Состав граната из этой ассоциации (среднее из двух анализов, вес. %): SiO_2 37,90; TiO_2 0,33; Al_2O_3 20,96; Fe_2O_3 1,85; FeO 31,01; MnO 3,37; MgO 3,41; CaO 0,77; Na_2O 0,40; K_2O 0,24; п.п.п. 0,15; сумма 100,39 (аналитики И. К. Кузнецова и Э. С. Гулецкая). Бескварцево-бессиллиманитовые парагенезисы с III при контактном метаморфизме характеризуются несколько менее высокой железистостью существующих фаз: $Gr_{81} + K_{36} + B_{57} + П + G_{90}$ (¹⁷) и $K_{32} + B_{53} + Гип + KPH + П + Г$ (⁸). Это позволяет предполагать, что условно-моновариантными равновесиями, разграничивающими область низких и умеренных давлений метаморфизма, могут служить в данном случае равновесия, подобные изображенным на рис. 2. Наклон кривых условно-моновариантных равновесий на этом рисунке условен. По некоторым соображениям линии $Gr + Гип + Г + K$ и $Gr + Гип + K + Kв$ должны иметь отрицательный наклон. Дальнейший прогресс в изучении метapelитовых минеральных парагенезисов позволит уточнить их положение в PT -координатах еще более уверенно.

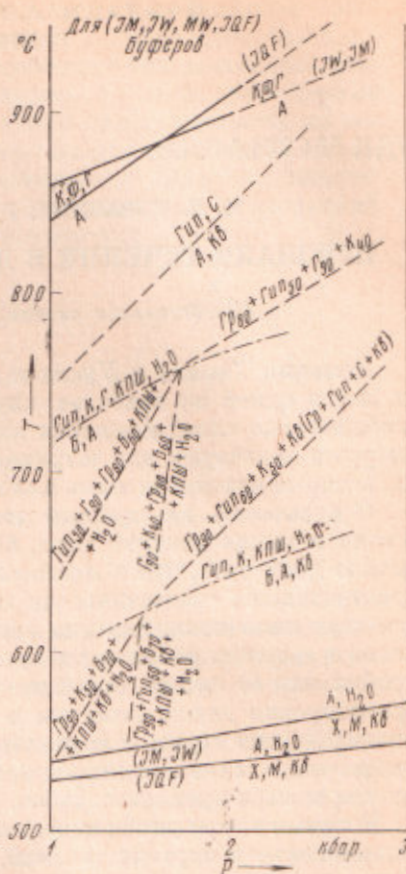


Рис. 2

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
2 III 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. В. Ревердатто, Геология и геофизика, № 7 (1967). ² В. В. Ревердатто, ДАН, 183, № 5 (1968). ³ В. В. Ревердатто, В сборн. Проблемы петрологии и генетической минералогии, 1, «Наука», 1969. ⁴ В. В. Ревердатто, Геология и геофизика, № 5 (1970). ⁵ Г. Розенбуш, Описательная петрография, М.—Л., 1934. ⁶ S. O. Agrell, J. M. Langley, Proc. Roy. Irish Acad., 59, Sec. B, № 7 (1958). ⁷ J. R. Butler, Geol. Soc. Am. Special Papers № 82, Abstr. for 1964, 1965. ⁸ G. A. Chinner, J. Petrol., 3, № 2 (1962). ⁹ W. T. Harry, Geol. Mag., 89, № 6 (1952). ¹⁰ A. Hirschberg, H. G. F. Winkler, Contribution to Mineral. and Petrol., 18, № 1 (1968). ¹¹ H. Honma, J. Assoc. Geol. Collaboration in Japan, 68, № 9 (1963). ¹² A. L. Howland, Am. Mineral., 40, № 3—4 (1955). ¹³ L. C. Hsu, J. Petrol., 9, № 1 (1968). ¹⁴ H. H. Read, Geol. Mag., 68, 446 (1931). ¹⁵ S. W. Richardson, J. Petrol., 9, № 3 (1968). ¹⁶ D. G. W. Smith, Am. Mineral., 50, № 11—12 (1965). ¹⁷ F. H. Stewart, Mineral Mag., 26, № 177 (1942). ¹⁸ C. E. Tilley, Quart. J. Geol. Soc. London, 80, № 317, Part 1 (1924). ¹⁹ A. C. Turnock, H. P. Eugster, J. Petrol., 3, № 3 (1962).