

УДК 551.25

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА ДЛЯ ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ В СИСТЕМЕ $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

© 2004 г. И. И. Лиханов, академик В. В. Ревердатто, А. Ю. Селятицкий

Поступило 28.07.2003 г.

По мере накопления детальных петрологических наблюдений по различным типам зональности метаморфических комплексов низких и умеренных давлений были выявлены новые типы фазовых равновесий и установлены важные закономерности изменения метапелитовых ассоциаций и химического состава входящих в них минералов в зависимости от вариаций физико-химических условий образования. Эти результаты обнаружили некоторую несогласованность существующих петрогенетических схем. Особенно это относится к пелитам специфического железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводит к появлению редких минеральных парагенезисов с участием хлоритоида, железистого кордиерита и др.: хлоритоид + биотит, хлоритоид + биотит + андалузит и кордиерит + гранат + мусковит. Один из ключевых минеральных парагенезисов метапелитов хлоритоид + биотит на петрогенетических диаграммах Харта и Хадсона [1] и Кепежинскаса и Хлестова [2] устойчив при относительно низких и высоких давлениях в узком температурном интервале в отличие от петрогенетической решетки Спира и Чени [3], где эта ассоциация стабильна в широких PT -условиях. Между этими петрогенетическими решетками имеются и другие несоответствия. В частности, Спир и Чени [3] предполагают стабильность хлоритоида с биотитом на низкотемпературной стороне равновесия хлоритоид + биотит = гранат + хлорит, тогда как Харт и Хадсон [1] считают, что на низкотемпературной стороне этого равновесия стабильны гранат и хлорит. Вопрос о стабильности парагенезиса гранат + кордиерит + мусковит имеет важное петрологическое значение в связи с тем, что на многих вариантах PT -диаграмм он не рассматривается в качестве стабильного парагенезиса, появляясь лишь в поле калиевого полевого шпата [3]. Принятие его в качестве стабильного парагенезиса

приводит к тому, что при $P \leq 3-4$ кбар поле устойчивости альтернативной ассоциации биотит + андалузит исчезает [4].

Пытаясь преодолеть упомянутые противоречия, мы построили новый вариант петрогенетической решетки, применимый для анализа метаморфической эволюции железисто-глиноземистых метапелитов. Построение принципиальной PT -диаграммы для пород такого состава осуществлялось в системе KFMASH с двумя отрицательными степенями свободы из шести компонентов: $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. На ней не отражены возможные осложнения, которые возникают из-за присутствия повышенных количеств MnO , CaO , Na_2O , Fe_2O_3 и ZnO в породе. Мы допускаем, что эти компоненты практически полностью концентрируются в одних и тех же фазах, постоянно присутствующих в метапелитах. Так, Na_2O и CaO можно почти целиком отнести за счет плагиоклаза и частично эпидота; Fe_2O_3 связывается с появлением рудных минералов, MnO и ZnO преимущественно концентрируются в гранате и ставролите. Для метапелитов низких и умеренных температурных ступеней набор основных фаз, относящихся к данной системе, практически ограничивается следующим набором из 10 минералов: Grt (гранат), St (ставролит), Cld (хлоритоид), Vt (биотит), Chl (хлорит), Crd (кордиерит), Als (андалузит, силлиманит или кианит), Ms (мусковит), Qtz (кварц) и H_2O (поровый флюид). Было принято, что $P_{H_2O} = P_{общ}$.

При построении петрогенетической решетки для железисто-глиноземистых метапелитов использовался комплексный подход с использованием синтеза природных наблюдений, экспериментальных данных и термодинамических расчетов. На основании литературных данных [5, 6] по химическим составам минералов переменного состава был установлен следующий ряд соотношения железистости ($FeO/FeO + MgO$): $Grt_{95-92} > St_{98-88} \geq Cld_{90-85} > Vt_{75-70} > Chl_{70-65} > Crd_{65-50}$. Отсюда положение составов рассматриваемых фаз на треугольнике AFM имеет вид, представленный

Институт минералогии и петрографии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

коглиноземистые и железистые хлорит, биотит и кордиерит, соответствующие по химическому составу минералам природных парагенезисов железисто-глиноземистых метапелитов. Термодинамические константы для воды при различных T и P вычислены с помощью уравнения состояния [9]. Конфигурация построенной диаграммы с приближительной PT -привязкой полей устойчивости важнейших минеральных парагенезисов показана на рис. 1.

Из анализа этой диаграммы следуют важные петрологические выводы в отношении эволюции железисто-глиноземистых метапелитов: 1) поле устойчивости $Cld + Crd$ -ассоциации характеризуется наименьшими P и T , что согласуется с находками этого парагенезиса во внешних частях контактовых ореолов или регионально-метаморфических комплексах низких давлений; 2) парагенезис $Grt + Crd + Ms$ также характеризуется пониженными P , но более высокими температурами по отношению к $Cld + Crd$ -ассоциации; поле устойчивости парагенезиса $Grt + Crd + Ms$ сменяется $Vt + Als$ -ассоциацией с ростом температуры; 3) парагенезис $Cld + Vt$ устойчив в узком температурном диапазоне в комплексах как низких, так и повышенных давлений; с ростом температуры эта ассоциация сменяется парагенезисом $Grt + Chl$, устойчивым в узком интервале температур при повышенных давлениях и более широком диапазоне при низких давлениях; 4) поле устойчивости парагенезиса $Grt + Chl$ ограничено со стороны более высоких температур появлением $Crd + Vt$ парагенезиса при низких давлениях и парагенезиса $St + Vt$ при умеренных давлениях; поле устойчивости парагенезиса $Crd + Vt$ характеризует широкие интервалы T и P ; 5) поля устойчивости $St + Vt$ и $Vt + Als$ характеризуются узкими интервалами температур, при этом парагенезис $St + Vt$ сменяется $Vt + Als$ -парагенезисом с ростом температуры, поле которого, в свою очередь, сменяется $Grt + Vt + Als$ -ассоциацией, устойчивой в широком диапазоне давлений; 6) в прогрессивной последовательности в биотитсодержащих породах в области низких и умеренных давлений ставролит появляется раньше полиморфов Al_2SiO_5 , но с ростом давления соответствующий температурный интервал уменьшается, что приводит к сближению изоград ставролита и кианита в области высоких давлений.

Для оценки пригодности данной петрогенетической решетки при интерпретации реальных минеральных превращений в железисто-глиноземистых метапелитах результаты термодинамического моделирования были сопоставлены с природными наблюдениями по PT -устойчивости соответствующих минеральных парагенезисов в метаморфических комплексах. В качестве базовых объектов для сравнительного анализа выбраны ранее детально изученные железисто-глиноземистые мета-

пелиты, подвергшиеся контактовому и региональному метаморфизму в условиях разных температур и давлений [5, 6]. Схематические PT -траектории эволюции минеральных ассоциаций Аяхтинского контактового ореола (Енисейский кряж) [5] и метапелитов сыйской свиты (Кузнецкий Алатау) [6] показаны на рис. 1. Последовательность наблюдаемых минеральных парагенезисов и реакций в этих зональных метаморфических комплексах хорошо согласуется с данными представленной схемы. Термодинамический анализ показывает, что повышенные концентрации MnO в гранатах ($X_{Sps} \geq X_{Prp}$), где X_{Sps} и X_{Prp} отвечают содержанию спессартинового и пиропового компонентов, способствуют расширению диапазона температурной устойчивости гранатсодержащих парагенезисов на средних ступенях метаморфизма и сужению, иногда до полного выклинивания, полей устойчивости пограничных парагенезисов ($Cld + Vt$ и $St + Vt$). Так, отсутствие ставролита в роговиках Аяхтинского массива (например, по реакции $Grt + Chl + Ms = St + Vt$) может быть объяснено устойчивостью в контактовом ореоле альтернативного парагенезиса $Crd + Vt$, появляющегося при росте температуры за счет ассоциации $Grt + Chl + Ms$. Напротив, в железисто-глиноземистых метапелитах сыйской свиты, характеризующихся более высокими давлениями ($P = 3.5$ кбар) и стабильностью менее марганцовистых гранатов ($X_{Sps} = X_{Prp}$), происходит появление ставролитсодержащих ассоциаций на средних ступенях регионального метаморфизма, что согласуется с данными представленной петрогенетической решетки и минеральными превращениями, описанными в железисто-глиноземистых породах низких и умеренных давлений в других районах мира [10–13].

В ы в о д ы. Сравнительный анализ петрогенетических решеток для типичных (обычного состава) и железисто-глиноземистых метапелитов позволяет установить: 1) средне- и высокотемпературные области большинства диаграмм [1–4] похожи, за исключением появления поля устойчивости ассоциации $Grt + Crd + Ms$ при низких давлениях в железисто-глиноземистых метапелитах; 2) существенные отличия в топологии диаграмм фиксируются на низких и средних ступенях метаморфизма при $T \leq 570^\circ C$, где в железисто-глиноземистых метапелитах хлоритоид появляется раньше биотита и устойчивы редкие парагенезисы ($Cld + Vt$, $Cld + Vt + And$), что приводит к изменению характера и последовательности минеральных превращений: $Cld + Vt \rightarrow Grt + Chl \rightarrow St + Vt$ или $Crd + Vt$. Эти результаты согласуются с данными природных наблюдений по метаморфической эволюции железисто-глиноземистых метапелитов.

Исследования осуществлялись при поддержке РФФИ (проект 03–05–64014) и фонда “Университеты России” (проект УР.09.01.037).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Harte B., Hudson N.F.C.* // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1979. V. 8. P. 323–337.
2. *Kepezhinskas K.B., Khlestov V.V.* // J. Petrol. 1977. V. 18. P. 114–143.
3. *Spear F.S., Cheney J.T.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1989. V. 101. P. 149–164.
4. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
5. *Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.* // Lithos. 2001. V. 58. P. 55–80.
6. *Likhanov I.I.* // Intern. Geol. Rev. 1988. V. 30. P. 868–877.
7. *Скрейнемакерс Ф.А.* Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 214 с.
8. *Berman R.G.* // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455–522.
9. *Haar L., Gallagher J., Kell G.S.* Water and Steam: Their Properties and Current Industrial Application. N.Y.: Pergamon, 1979. P. 69–82.
10. *Graesner T., Schenk V.* // J. Metamorph. Geol. 1999. V. 17. P. 152–172.
11. *Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R.* // J. Metamorph. Geol. 1996. V. 14. P. 163–181.
12. *Spalla M.I., Carminati E., Ceriani S. et al.* // J. Metamorph. Geol. 1999. V. 17. P. 319–336.
13. *Okuyama-Kusunose Y.* // J. Metamorph. Geol. 1994. V. 12. P. 153–168.
14. *Kerrick D.M., Heninger S.G.* // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr. 1984. V. 16. P. 558.
15. *Chatterjee N.D., Johannes W.S.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. V. 48. P. 89–114.