

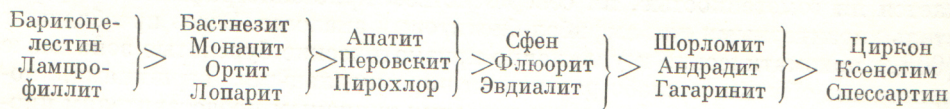
А. П. ХОМЯКОВ

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ
КАК ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОТЕРМОМЕТРЫ**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 19 XI 1969)

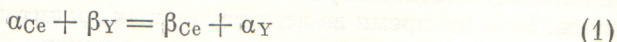
Для оценки термодинамических параметров, при которых достигались равновесия в горных породах, в последние годы стали широко привлекаться данные о распределении изоморфных компонентов между сосуществующими минералами (1-9). Возможность использования в этой области редкоземельных минералов была впервые намечена Е. И. Семеновым (10), который показал, что снижение температуры является одним из факторов, приводящих к расщеплению комплексных и образованию селективных составов TR в минералах.

С целью практического осуществления указанной идеи автором (11-14) было предпринято систематическое изучение особенностей распределения индивидуальных редкоземельных элементов между сосуществующими минералами из различных геологических образований. На основании полученных данных был выведен следующий ряд сравнительной лантанофильности минералов:



Он является фундаментальной основой для разработки редкоземельных геотермометров, поскольку положение минералов в нем определяет знак и относительную величину теплового эффекта реакций обмена индивидуальными лантаноидами между минералами.

Так, если минерал α более лантанофилен, чем β , то каждая из гипотетических обменных реакций типа



смещена влево, и ее протекание в прямом направлении должно сопровождаться тем большим эндотермическим эффектом, чем дальше друг от друга находятся минералы в ряду сравнительной лантанофильности. Следовательно, с ростом температуры любая из реакций типа (1) будет смещаться вправо; при этом кажущаяся константа равновесия реакции, или коэффициент разделения,

$$K_D^{\alpha-\beta} = \frac{(\sum \text{Ce}/\sum \text{Y})^\alpha}{(\sum \text{Ce}/\sum \text{Y})^\beta} \quad (2)$$

будет приближаться к единице. Очевидно, что чувствительность величины K_D к изменениям температуры должна быть максимальной для минералов, занимающих полярное положение в ряду сравнительной лантанофильности, и минимальной — для соседних минералов этого ряда. Это, по аналогии с (6), позволяет сформулировать следующие основные принципы, которыми должен регулироваться характер перераспределения лантаноидов между минералами с изменением внешних условий:

1. В закрытой системе с ростом температуры основность состава TR каждого последующего минерала ряда должна возрастать за счет любого из предыдущих. Наоборот, снижение температуры должно вызывать перераспределение ΣCe из менее лантанофильных минералов в более лантанофильные.

2. В открытой системе с ростом температуры основность состава TR в каждом из последующих минералов ряда должна возрастать более значительно (или понижаться менее значительно), чем в любом из предыдущих. При фиксированном составе TR в одном из минералов с увеличением температуры основность состава TR во всех минералах, расположенных левее по ряду, должна понижаться, а в расположенных правее — возрастать.

Анализ фактических данных по минеральным парам, отобранным из заведомо разнотемпературных образований, показал (¹², ¹³), что указанные закономерности действительно выполняются в природе. Кратко остановимся на отдельных примерах.

Апатит — сфен. Особенности распределения TR между этими минералами обсуждались в специальной работе (¹²), где было показано, что значения K_D для более низкотемпературных парагенезисов в целом заметно выше, нежели для сравнительно высокотемпературных. В частности, выявлено возрастание значений K_D при переходе от гранитов (1,2—1,4) к гранитным пегматитам (2,3—2,5) и нефелиновым сиенитам (1,6—2,5). Для пород единого комплекса зафиксировано последовательное возрастание значений коэффициента разделения при переходе к образованиям каждой последующей фазы внедрения (Мегринский плутон) и от центра интрузии к эндоконтакту (Сынныр).

Лопарит — эвдиалит. Последовательное возрастание значений K_D (от 3,29 до 6,16) в ряду верхняя — средняя — нижняя части дифференцированного комплекса Ловозерского массива согласуется с представлениями большей группы геологов о кристаллизации пород этого комплекса в направлении от кровли к основанию.

Бастнезит — флюорит. В карбонатно-гематитовых жилах Западного Танну-Ола при переходе от сидеритовой ассоциации к более поздней гематитовой значение K_D увеличивается от 3,93 до 4,84. Более значительное разделение лантаноидов между этими минералами ($K_D = 13,0$) в редкоземельном проявлении Сибири, изученном В. В. Герасимовским, хорошо согласуется с присутствием в этом объекте цеолитов в ассоциации с бастнезитом и флюоритом.

Пироклор — гагаринит. В массиве апогранитов Тарбагатай, изучавшемся Д. А. Минеевым, переход от эндоконтактовых образований (собственно апогранитов) к экзоконтактовым метасоматитам сопровождается возрастанием основности состава TR в пироклоре и ее снижением в гагарините. При этом величина K_D увеличивается от 12,9 до 24,7.

Монацит — ксенотим. Из-за практического отсутствия наиболее легких лантаноидов в большинстве образцов ксенотима положение равновесия в обменной реакции $\text{Mo}_{\text{Ce}} + \text{K}_{\text{Lu}} = \text{K}_{\text{Ce}} + \text{Mo}_{\text{Lu}}$ оценивалось по величине $\Sigma' + \Sigma''$, где Σ' — содержание La + Ce в монаците и Σ'' — содержание Dy + Ho + ... + Lu в ксенотиме. Как очевидно, величина этого условного параметра должна возрастать по мере снижения температуры. И действительно, в двух пегматитах Чупинского района, по данным, полученным автором совместно с В. А. Леоновой, при переходе от ранних парагенезисов к поздним, величина $\Sigma' + \Sigma''$ закономерно возрастает от 124,7 до 138,5 (Хета-Ламбино № 12) и от 131,1 до 139,7 (Черная Салма № 1). Максимальное значение параметра $\Sigma' + \Sigma''$ (161,9) установлено для ассоциации монацита и ксенотима из гидротермальных жил Средней Азии.

Таким образом, особенности распределения лантаноидов между сосуществующими минералами могут быть достаточно эффективно использова-

ны в качестве показателя относительной температуры фиксации равновесий в горных породах. Градуировка рассмотренных парагенезисов-термометров на основе экспериментальных данных и сопоставлений с другими геотермометрами, вероятно, позволит в будущем рекомендовать их и для оценки абсолютных температур. Преимущество подобных геотермометров определяется исключительно широкой *PTC*-областью устойчивости многих минералов-концентраторов TR (циркон, апатит, монацит, сфен и др.), что обеспечит возможность при помощи одного-двух термометров сопоставить условия формирования разнообразных типов изверженных, метаморфических и метасоматических пород.

Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов
Москва

Поступило
14 XI 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Т. Ф. Барт, Чтения им. Вернадского, IV, Изд. АН СССР, 1962. ² A. F. Buddington, J. Fahey, A. Vlisidis, Am. J. Sci., 253, № 9 (1955). ³ R. H. Lindseley, Carnegie Inst. Wash. Yearb., 62 (1963). ⁴ И. Д. Рябчиков, В сборн. Минералогическая термометрия и барометрия, «Наука», 1965. ⁵ А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, В сборн. Геохимия, Минералогия, Петрография, 1965 (инст. научн. информации АН СССР. Итоги науки, сер. Геология, 1966). ⁶ Л. Л. Перчук, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12 (1968). ⁷ L. L. Perchuk, I. D. Ryabchikov, J. Petrol., 9, № 1 (1968). ⁸ D. Virgo, J. Geol., 76, № 3 (1968). ⁹ Dupuy Glaude, C. R. D266, № 23 (1968). ¹⁰ Е. И. Семенов, Минералогия редких земель, Изд. АН СССР, 1963. ¹¹ А. П. Хомяков, Геохимия, № 2 (1967). ¹² А. П. Хомяков, Геохимия № 11 (1968). ¹³ А. П. Хомяков, Научные собрания Инст. минерал., геохим. и кристаллохим. редких элементов Материалы, в. 5, 1970. ¹⁴ А. П. Хомяков, ДАН, 190, № 4 (1970).