

О. Б. ДУДКИН

## НЕОДНОРОДНОСТЬ МИНЕРАЛА И ЭНТРОПИЯ ПРОЦЕССА ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 27 IV 1970)

При характеристике геологических образований неоднородность химизма и морфологии минерала на локальном участке породы служит основанием для выделения разных его генераций. Но определенный уровень неоднородности может быть обусловлен и одним геологическим процессом, причем степень неоднородности зависит от типа процесса. Характеристики минерала в пределах штуфной пробы магматической горной породы заведомо однообразнее, чем в штуфной пробе из гидротермальной жилы.

Неоднородность минерала (и любой физической системы<sup>(1)</sup>) определяется числом различий, приходящихся на единицу объема. В соответствии с представлениями статистической термодинамики, все различия на уровне выше молекулярного можно определить как макронеоднородности, все различия на уровне элементарном — как микронеоднородности.

Степень макронеоднородности минерала при оценке ее в пределах штуфной пробы по отдельным признакам различна: соседние зерна минерала могут быть неоднородны по размеру, но однородны по нескольким признакам. В этом случае степень неоднородности может оказаться одинаковой при разном качестве явлений. Неоднородность, таким образом, можно рассматривать как особое свойство, которое проявляется в любой характеристике минерала (породы) применительно к объему и которое может быть оценено по любому набору (сумме) характеристик.

Для количественной оценки неоднородности (степени разнообразия) физических систем существует мера — количество информации. Это независимая от качественных особенностей системы («безликая») величина, исчисляемая на основе вероятностей (частот):

$$i_x = - \sum_1^n P_i \log P_i,$$

где  $i_x$  — полная информация,  $P_i$  — вероятности учитываемых вариантов (различий), приведенные к единице. По сравнению с чисто статистическими показателями, такими как вариационная диаграмма, коэффициент вариации, количество информации — величина аддитивная и ею можно одновременно учитывать как качественные, так и количественные различия.

Для оценки степени разнообразия геологических объектов информационные показатели предлагались рядом авторов<sup>(2-4)</sup>. В связи с этим необходимо остановиться на двух моментах. Определения количества информации могут быть использованы для выявления полноты исследования какого-либо объекта. В этом случае оценивается частная информация относительно теоретической полной — информационной энтропии  $H$ . Другой подход<sup>(3)</sup> заключается в том, что количеством информации оценивается степень разнообразия ряда объектов. В каждом отдельном случае определяется полная информация  $i_x$  при постоянном числе используемых признаков и точности определений. Неоднородность минерала можно оценивать на уровне визуального наблюдения по  $k$  признакам с числом различий  $l$ , на уровне обычной микроскопии — по  $m$  признакам с числом различий  $n$  и т. д. Информационная энтропия  $H_0$  условно созданного

приемника в этом случае определяет уровень (чувствительность) сравнения.

Воспроизводимость информационной оценки может быть определена как возможная потеря информации  $\Delta i$ :

$$\Delta i = i_x - i_x',$$

где  $i_x$  — максимальное, а  $i_x'$  — минимальное значение количества информации, полученное при серии повторных опытов <sup>(6)</sup>. Как поправка,  $\Delta i$  может иметь только положительное значение. Очевидно, в случае минералогических наблюдений воспроизводимость подсчитываемых частот относительно низкая, соответственно информационные оценки достаточно грубы и едва ли правомочны сложные расчеты с их использованием <sup>(4)</sup>, применяемые при кодировании и передаче информации в системах связи.

Информационные оценки, получаемые для разных геологических образований, достаточно контрастно свидетельствуют о разной степени их неоднородности. Так, например, оценка структурной неоднородности эвтектоидного гранита и регулярного по структуре ийолита, с одной стороны, и пегматоидного участка того же ийолита, с другой, дает следующий результат: эвтектоидный гранит — 6,1 бит, ийолит — 6,7 бит, пегматоид — 9,4 бит. Определения проводились на сериях шлифов по вариациям размера зерна породообразующих минералов и вариациям расстояний между зернами;  $H_0 = 15,2$  бит;  $\Delta i = 0,6$  бит. \*

Сравнение мономинеральных выделений апатита из разных геологических образований щелочных массивов (штуфные пробы  $5 \times 5 \times 7$  см) свидетельствует об увеличении степени неоднородности от относительно высокотемпературных образований к низкотемпературным: мономинеральный апатит хибинских месторождений — 6,0 бит; скопление апатита в пироксене (Африканда) — 8,3 бит; из карбонатита (Лесная Варака) — 9,15 бит; из натролитовой жилы (Хибинны) — 12,2 бит. Определения велись по вариациям размера зерна, вариациям их удельного веса (термоградиентная трубка), по неоднородности свечения в ультрафиолетовых лучах (МЛ-2,  $150 \times$ ).  $H_0 = 21,2$  бит,  $\Delta i = 0,8$  бит.

Однородность — неоднородность минерала (породы) определяется средой минералообразования, уровнем тепловых процессов относительно химических и механических <sup>(7)</sup>, резкостью смен термодинамических условий. В статистической термодинамике с однородностью — неоднородностью системы, с вероятностями состояния ее подсистем наиболее тесно связано понятие энтропии

$$S = \sum S_a,$$

где  $S$  — энтропия всей системы,  $S_a = \ln \Delta \Gamma_a$  — энтропия подсистемы,  $\Delta \Gamma_a$  — статистический вес макроскопического состояния подсистемы <sup>(1)</sup>.

Связь между энтропией и информацией открыта Сцилардом <sup>(4)</sup>, термодинамическая концепция теории информации развита в <sup>(8)</sup>. Наиболее глубоко соотношение между информацией и энтропией рассмотрено в <sup>(10, 7)</sup>.

Согласно Бриллюэну <sup>(7, 10)</sup>, количество информации, получаемое от физической системы, эквивалентно ее негэнтропии  $N$  — отрицательному

\* Пример расчета неоднородности базальных сечений нефелина в ийолите:

Размер сечений	1—2 мм	2—4 мм	4—6 мм	6—8 мм	8—10 мм
$P$	0,1	0,2	0,6	0,1	0,0
$-P \log P$	0,33	0,46	0,44	0,33	0,00
$i_{X_1} = 1,56$ бит; $H_1 = -5 \log 0,2 = 2,30$ бит; $\Delta i_{X_1} = +0,21$ бит.					

И далее для ийолита:

$$i_X = i_{X_1} + i_{X_2} + \dots + i_{X_n}; H_0 = H_1 + H_2 + \dots + H_n; \Delta i_X = \Delta i_{X_1} + \Delta i_{X_2} + \dots + \Delta i_{X_n}.$$



$$N = -S.$$

По этому определению, для системы с большей энтропией достигим и более высокий уровень негэнтропии. Предельный максимум негэнтропии на элементарном уровне характеризует одновременно и максимальное значение энтропии системы (соединения). Максимум энтропии достигается максимальной макрооднородностью при предельной сложности элементарного состава, максимум негэнтропии — высокой степенью макронеоднородности при простом элементарном строении.

Относительно однородности — неоднородности характеристик минерала должны быть справедливы следующие положения (<sup>7, 10</sup>):

1) большей макрооднородностью должен обладать минерал, кристаллизовавшийся при большей температуре (большей общей теплоотдаче системы), а следовательно, при большем уровне энтропии;

2) при одной и той же температуре (и скорости остывания среды) макрооднородность минерала должна быть тем выше, чем ближе условия его кристаллизации к равновесным;

3) при полном равенстве условий минералообразования максимальной однородностью должен обладать минерал, наиболее простой по своему элементарному строению. Чем сложнее состав минерала, тем выше вероятность появления макронеоднородностей, и напротив, убогость элементарного строения определяет бедность макропроявлений.

По-видимому, условным показателем одновременности образования двух минералов может служить отношение

$$K_{-s} = i_x / i_a,$$

где  $i_x$  — оценка макронеоднородности минерала по ряду признаков,  $i_a$  — оценка сложности его элементарного строения в тех же информационных показателях. В пределе величина  $i_a$ , согласно формуле Планка — Больцмана, характеризует полную энтропию соединения (<sup>5</sup>), и показатель  $K_{-s}$ , таким образом, можно рассматривать как показатель относительного уровня негэнтропии процесса образования минерала.

Расчет показателя  $K_{-s}$  для апатита и титаномагнетита двух разных пород дал следующий результат:

	Апатитовая порода (Хибинь)	Ийолит-пегматит (Африканда)
Апатит	2,6	3,9
Титаномагнетит	2,4	4,0

Полученные значения  $K_{-s}$  свидетельствуют о близости условий кристаллизации апатита и титаномагнетита в пределах каждого образования, а также о более низком уровне энтропии процесса формирования ийолит-пегматита.

Макронеоднородность ( $i_x$ ) апатита и титаномагнетита оценивалась по вариациям размера зерен (выделений), по вариациям их грубой структурной блочности, по неоднородности состава зерен, выделений (структурное травление, аномалии анизотропии в проходящем и отраженном свете). В основу были положены штучные пробы  $5 \times 5 \times 7$  см; во всех определениях  $H_0 = 20,5$  бит,  $\Delta i = 0,8$  бит.

Сложность состава ( $i_a$ ) оценивалась на уровне кристаллохимических формул, рассчитанных по реальным химическим анализам ( $H_0$  принято 20 бит,  $\Delta i$ , исходя из возможной суммарной ошибки анализа,  $+0,6$  бит).

Рассматривая соотношение между уровнем энтропии геологического процесса и степенью неоднородности его результатов, нельзя не учитывать изменения энтропии во времени в ходе процесса. Со временем может также существенно меняться скорость кристаллизации (консолидации) минералов, степень «замораживания» того или иного уровня энтропии.

Закономерное изменение уровня энтропии одного и того же геологического процесса во времени должно фиксироваться закономерным изменением степени неоднородности его результатов в пространстве. Если это суждение справедливо, то в однотипных геологических образованиях должны иметь место очевидные закономерности изменения степени неоднородности.

При магматическом процессе изменения уровня энтропии во времени охватывают весь объем очага кристаллизации. Действительно, минералы в объеме магматической породы распределены равномерно, при переходе от одного локального участка к другому структурный мотив породы и все характеристики минералов сохраняются. Но зато макронеоднородность и сложность элементарного состава рядом расположенных минералов существенно меняются, отражая разные уровни температуры кристаллизации и разные скорости ее падения. Исключение составляют эвтектоидные разности.

Совсем иная картина в гидротермальных жилах: здесь показатель  $K_{\Sigma}$  разных минералов в пределах штурфной пробы может быть близким, но рядом отобранные штурфные пробы, как правило, резко отличаются по структуре, составу, кристалличности одного и того же минерала. Уровень энтропии (температура, степень равномерности реакций) в гидротермальном процессе закономерно меняется при последовательном выполнении полостей. Точно так же при осадочном процессе уровень энтропии наиболее резко меняется от слоя к слою.

Даже самый общий анализ свидетельствует о том, что степень неоднородности минерала в значительной мере может определяться одним и тем же геологическим процессом. При анализе разных парагенетических ассоциаций в одной породе целесообразно оценивать уровень негэнтропии минералов: отношение степени макронеоднородности к сложности элементарного строения. При выделении результатов одного геологического процесса на фоне другого существенную помощь может оказать связь между изменением энтропии процесса во времени и изменением степени неоднородности его результатов в пространстве. Так, резкая смена степени неоднородности в метаморфических породах прежде всего от слоя к слою может явиться свидетельством их первоначально осадочного происхождения.

Несомненный интерес представляют возможности количественной оценки степени неоднородности минерала (породы) в заданной единице объема. Получение такой оценки в информационных показателях следует рассматривать как специальный вид исследования.

Геологический институт  
Кольского филиала Академии наук СССР  
Апатиты Мурманской обл.

Поступило  
22 IV 1970

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц, Статистическая физика, «Наука», 1964.  
<sup>2</sup> В. Н. Михайловский, В. Н. Первушин, Методы отбора и передачи информации, 1965. <sup>3</sup> В. В. Богацкий, Б. И. Суганов, ДАН, 181, № 1 (1968).  
<sup>4</sup> Л. А. Буряковский, Сов. геол., № 3 (1968). <sup>5</sup> П. Шамбадаль, Развитие и приложения понятия энтропии, «Наука», 1967. <sup>6</sup> П. В. Новицкий, Основы информационной теории измерительных устройств, 1968. <sup>7</sup> Л. Бриллюэн, Научная неопределенность и информация, 1966. <sup>8</sup> L. Szilard, Zs. Phys., 53 (1929).  
<sup>9</sup> C. E. S. Shannon, W. Weaver, The Mathematical Theory of Communications, Urbana, 1949. <sup>10</sup> Л. Бриллюэн, Наука и теория информации, 1960.