

Дискуссии

УДК 551.2

СПОСОБ ОЦЕНКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА СТРУКТУР И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕГО В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ

© 2006 Б.М. Тишкин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022
e-mail: tishkin@fegi.ru*

Основываясь на представлениях о подобии пространственных параметров структур и обработки материалов по пространственным характеристикам кристаллических ячеек и монокристаллов в сопоставлении с условными потенциалами ионизации, получено уравнение регрессии ($R^2=0.96$): $Y = 1100.7(K^*p^{m^*})^{0.099}$ (кДж/г), где $K^* = h/S$ – безразмерная величина, характеризующая вертикальные и горизонтальные размеры структуры, $p = 2.154\dots$; $m^* = \pm 0, 1, 2, \dots$. Учитывая подобие размеров структур от микро до макро уровней параметр Y использовался для характеристики разно-масштабных тектонических, тектоно-магматических систем и был назван условным геодинамическим потенциалом.

Приводятся расчеты потенциала для широкого спектра объектов – от минералов до островных дуг, рифтов и сейсмических очагов. Значения геодинамического потенциала структур дискретны и образуют квантованные энергетические зоны: $Y_s = Y_0 \delta^s$, где s – номер зоны, а $\delta = 1.0789\dots$

При развитии тектоно-магматических систем с уменьшением скорости распространения геодинамического поля (скорости деформирования) происходит увеличение геодинамического потенциала структур и уменьшение излучения сейсмической энергии. Это приводит к повышению силового взаимодействия в системе «расплав-структура» и, как следствие, увеличению индекса относительной дифференцированности состава продуктов магматизма, а в составе сопутствующего оруденения возрастает роль парагенезисов оксифильных элементов, имеющих повышенные энергетические связи с кислородом.

Геодинамический потенциал и P-T параметры формирования минеральных ассоциации метаморфических комплексов находятся в прямой зависимости. Увеличение доли магматического вещества повышенной щелочности соотносится с увеличением геодинамического потенциала структур, давления и температуры при генерации и дифференциации магм.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика, согласно определению, предложенному в Геологическом словаре (1978 г.), трактуется как наука о процессах, протекающих в системе “Земля”, и о силовых (энергетических) полях, проявляющихся в этих процессах, т.е. *на всех уровнях организации системы*. В соответствии с этим определением каждый структурный уровень пространства в принципе может быть охарактеризован через соответствующие силовые или энергетические параметры.

На атомном уровне организации энергетику объекта можно оценить, например, при помощи потенциалов ионизации, для минерального и породного уровней – условных потенциалов ионизации В.А. Жарикова (1967), приращений

свободной энергии А.А. Маракушева (1979) параметра структурно-химического состояния Сосье-Каррона (Персиков, 1984) в представлении, что химическое соединение или их парагенезисы тождественны соответствующим макрообъектам. Количественная оценка энергии тектонических, тектоно-магматических систем в традиционном подходе осложнена недостатком данных по объемным размерам структур, их физическим и химическим параметрам на глубинных горизонтах, по взаимодействию с другими структурами и т.д.

Однако количество перечисленных ограничений может быть сведено к минимуму в свете учения о симметрии, в частности, подобия пространственно-временных характеристик систем различных уровней иерархии. Очевидно, что

следствием подобия пространственно-временных параметров объектов может являться подобие их силовых и энергетических показателей. Однако временные характеристики объектов зависят от скорости протекания процессов их зарождения и развития. Поэтому подобные по размерам объекты при одинаковых скоростях их эволюции будут обнаруживать подобные временные характеристики. Другими словами, при таком подходе, время будет являться параметром, зависимым от скорости морфо процесса.

Выявлению и изучению подобия пространственных и временных характеристик различных структур уже давно уделяется самое пристальное внимание (Афанасьев, 1984; Жабин, Юшкин, 1991; Жирмунский, Кузьмин, 1990; Квет, 1990; Куликович, 1992; Пиотровский, 1964; Рундквист, 1971; Садовский и др. 1987 и др.). В последнее время получают широкое распространение представления о фрактальности природных объектов, в том числе и объектов геолого-геофизического пространства (Вадковский, Захаров, 2001; Горяинов, Иванюк, 2000; Горяинов и др., 1997; Turcotte, 1992 и др.). Одной из важнейших характеристик фракталов является самоподобие. Самоподобие (масштабная инвариантность) означает, с одной стороны, что фрагмент структуры такого объекта подобен (т.е. является по форме точной копией) некоторой своей части или более крупному фрагменту или даже структуре в целом (линейные фракталы). С другой стороны, самоподобие фрактала означает деформированную похожесть одного фрагмента структуры на другой фрагмент (нелинейные фракталы) (Рыжов, 2005). В последнем случае часть и целое можно считать гомологами, а если это так, то форму части можно привести в точное соответствие с формой целого путем гомологических преобразований, подвергнув однородной деформации растяжения, сжатия, сдвига, кручения (Михеев, 1968). Фрактальность, подобие проявляется не только в геометрических формах (Шубников, 1975), но и в самых разнообразных процессах, в частности, сейсмическом процессе, а также в распределении отдельностей геолого-геофизического пространства по размеру: от атомарного до планетарного уровней (Горяинов, Иванюк, 2000; Горяинов и др., 1997; Жирмунский, Кузьмин, 1990; Садовский и др., 1987; Тишкин, 1994; 1996; Turcotte, 1992).

В данной статье, основываясь на представлениях о подобии пространственных параметров структур и обработки данных по пространственным характеристикам кристаллических ячеек и монокристаллов в сопоставлении с условными потенциалами ионизации (Жариков, 1967), получено уравнение регрессии, связывающее эти величины. Показывается, что данная зависи-

мость, в силу явления подобия разномасштабных структур, может использоваться для оценки энергетики и расшифровки особенностей эволюции тектоно-магматических систем.

ПОДОБИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В работе (Тишкин, 1996) была показана количественная зависимость относительной дифференцированности магматитов (L) от площади (S) и вертикальной протяженности (h) структур ($h/S=K$), а также от скорости (U) формирования магмопроводящих каналов (накопление упругих, пластических и хрупких деформаций)¹:

$$K = a(15.95 - U)p^{m^*} \quad (1),$$

где $a = 1.578 \cdot 10^{-4}$ - эмпирический коэффициент; p^{m^*} - коэффициент подобия вертикальных размеров структур ($p = 2.154... -$ член геометрической прогрессии $p_n = a_1 1.032497^{n-1}$ (Тишкин, 1994)); в общем случае $m^* = \pm 0,1,2...; R^2 = 0.97$ (здесь и далее в формулах приводятся уточненные эмпирические коэффициенты);

$$L = b(15.95 - U) \quad (2),$$

где $b = 0.0256; R^2 = 0.94$ По физическому смыслу $L = \text{tg} \alpha = (C_{\text{макс}} - C_{\text{мин}}) / (A_{\text{макс}} - A_{\text{мин}}) = \Delta C / \Delta A$ является скоростью (скоростью накопления наиболее энергетически устойчивых компонентов) и отражает соотношение элементов сеткообразователей (знаменатель) и модификаторов (числитель):

$$A = B + C = (E_{\text{акт}} - a) / b = 100(\Sigma \text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{MnO}, \text{H}_2\text{O} / \Sigma \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5) + 100(\Sigma \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O} / \Sigma \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5),$$

где $E_{\text{акт}}$ - энергия активации вязкого течения; a, b - эмпирические коэффициенты; (макс. и мин., соответственно, максимальные и минимальные значения). Параметр A показывает соотношение в породе оснований и щелочей и находится в хорошем соответствии со структурно-вещественным показателем Сосье-Каррона (Персиков, 1984), обозначаемым в англоязычной литературе NBO/T , а также коррелируется с условным потенциалом В.А. Жарикова (1967) и прираще-

¹ Впервые параметр $K=h/S$, был предложен (Лобацкая, 1989) для характеристики устойчивости к деформациям блоков и плит, который затем был использован для описания параметров магмопроводящих каналов (Тишкин, 1996). Поэтому U можно рассматривать как скорость деформирования геолого-геофизического пространства и скорость формирования, развития структур в этом пространстве.

нием свободной энергии А.А. Маракушева (Маракушев, 1979), используемых для оценки основности минералов и пород.

Параметр С, входящий в уравнение основности, отражает содержание в породе наиболее энергетически устойчивых при вязком течении, согласно (Персиков, 1984), молекул щелочных полевых шпатов (в случае ультраосновных пород в параметре С следует учитывать кальций, а среди сеткообразователей – хром).

Соотношение индекса относительной дифференцированности состава L с пространственными характеристиками магмопроводящих каналов выглядит следующим образом:

$$L = (S/10^n)^{2/3} \quad (n = \pm 0, 1, 2, 3, \dots) \quad (3);$$

$$L/K = LS/h = S^{1/3} p^{2n} / hp^{m^*} = (b/a) p^{m^*} = \text{const} p^{m^*} \quad (4),$$

(const = 162.23 - соответствует “линии Хонсю” при $m^*=0$). Число подобия структур:

$$p^{m^*} = p^{2n} / p^m \quad (m^*, m, n - \text{целые числа}) \quad (5).$$

При этом число m показывает количество структурных уровней, а n – связано с силой, действующей на движущийся объект (магматический расплав) в структуре:

$$F = F_1 + F_2; \quad F_2 = f(V/U) \quad (6),$$

где F_1 и F_2 - перпендикулярно ориентированные силы, совпадающие по направлению, соответственно, с движением объекта и окружающего пространства; V, U - соответственно, скорости движения объекта и окружающего пространства (Тишкин, 1994; Тишкин и др., 2003). Приводимое соотношение, в частном случае, является, своего рода, приближенной формализацией принципа генетической систематики интрузивов А.А. Полканова (1945).

В результате комбинации формул (1-5) получено соотношение:

$$h_m = S_0^{1/3} p^{2n} / \text{const} \cdot p^{m^*} \cdot p^m \quad (7).$$

Из соотношений (1-4) следует, что изменение состава и свойств объекта зависит от его вертикальных и горизонтальных размеров, т.е. от величины действующих сил объекта F_1 и окружающего пространства (геодинамического поля)² F_2 . В результате можно говорить и о связи простран-

²Геодинамическое поле – все геодинамическое пространство или логически ограниченная его часть, характеризующаяся совокупностью силовых (энергетических) полей, образующих ее элементарных ячеек всех уровней организации (Тишкин, 1997; Тишкин и др., 2000, 2003).

ственных параметров объектов с их силовыми (энергетическими) характеристиками. Вместе с тем, дифференциация вещества, в данном случае магматического расплава, в силовом поле может приводить к выделению рудной компоненты (Тишкин, 1997; Тишкин и др., 2003):

$$A^* = -aL + b \quad (8),$$

где a, b – эмпирические коэффициенты; A^* – энергетическая характеристика состава руд.

Приводимые формулы, справедливые для систем с различным составом магматитов, позволили сделать следующее обобщение: тектоно-магматические системы являются геодинамически подобными, если имеют одинаковую скорость распространения геодинамического поля (скорость деформирования U) и подобные размеры S с коэффициентом подобия 10^n . Геодинамически подобным тектоническим структурам принадлежат магматические образования с одинаковой относительной дифференцированностью состава L и генетически связанным оруденением, с соответствующими энергетическими параметрами A^* (Тишкин и др., 2000). Из этого следует, что геодинамически подобные структуры, имеющие одинаковую скорость U, будут иметь и подобные времена развития (Тишкин, 1997).

Учитывая явление подобия размеров структур от атомарного до планетарного уровня, согласно (Жирмунский, Кузьмин, 1990; Садовский и др., 1987; Тишкин, 1994), следует ожидать, что полученные зависимости будут справедливы и на уровне соединений и минералов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ

На рис. 1 показана зависимость условного потенциала ионизации (y) минералов (соединений)

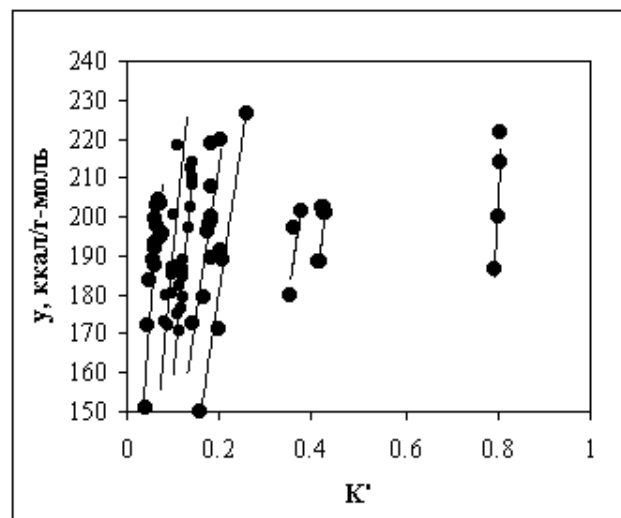


Рис. 1. Группы кристаллических ячеек минералов в координатах y-K'.

теоретического состава (Жариков, 1967) от безразмерной величины параметра K' ($l=1$ ангстрем/ $1 \times 10^{-10} \text{ м} = 1 \text{ см} / 1 \times 10^{-2} \text{ м} = 1 \text{ км} / 1 \times 10^3 \text{ м} = 1$) для их кристаллических ячеек ($K' = h'/S'$; $h' = c$, $S' = a'b'Sin(180^\circ - \gamma)$). Расчет проводился по данным работы (Семенов и др., 1981). Сравнимые величины оказались, в первом приближении, в прямой зависимости, кристаллические решетки минералов при этом разбились на дискретные группы.

Полагая, что для K' -у, как и для давно известного соотношения «размеры атомов - потенциалы ионизации», справедлива степенная зависимость и принимая в качестве «нулевых» значения K' , соответствующие кварцу, пириту, андалузиту, альбиту, гранату, диопсиду, везувиану при фиксированных значениях u , K' всех остальных кристаллических ячеек при помощи множителя $p=2.154^{m^*}$ ($m^* = \pm 0, 1, 2, \dots$) были приведены к виду $y = 1103.3K'^{0.1123}$ ($R^2 = 0.91$)³. В общем случае для всей выборки (рис. 2) формула выглядит так (кДж/г-моль):

$$y = 1103.3(K'p^{m^*})^{0.1123} \quad (9).$$

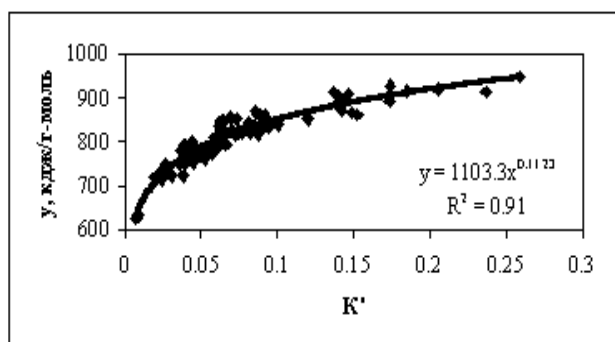


Рис. 2. Соотношение условного потенциала ионизации и безразмерной пространственной характеристики кристаллических ячеек минералов.

На следующем этапе были измерены (погрешность 10-15%) 25 монокристаллов (кварц, пирит, флюорит, топаз, гранат, шеелит, кальцит). Площадь рассчитывалась двумя способами: 1) по величине радиуса описанной окружности в плоскости, нормальной к оси удлинения кристаллов (для кварца, шеелита, топаза измерялся радиус описанной окружности в основании пирамиды; в качестве h принималась половина высоты пирамиды или половина радиуса описанной окружности для пирита, флюорита и др.); 2) в формуле (7) задавались значения n (при $m=0$ и $m^*=0$) так, что бы получаемая по известной величине h площадь была по порядку величины близкой к

измеренной S , а параметр K'_2 рассчитывался как отношение измеренной высоты h к расчетной площади $S_{\text{расч}}$. Затем, используя множитель $p=2.154^{m^*}$, подбирались значения K'_3 , численно близкие к «нулевым» значениям размеров кристаллических ячеек, дававшие минимальный разброс фигуративных точек (рис. 3). Получив

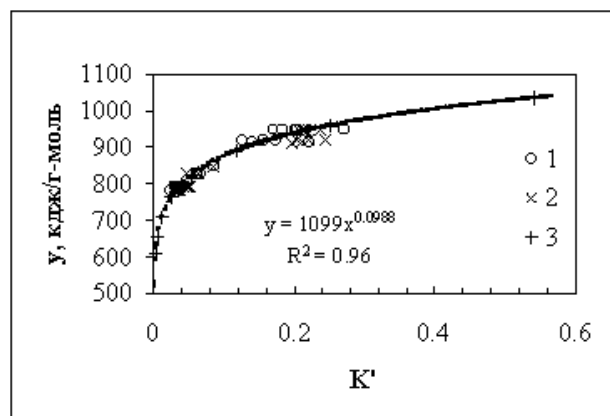


Рис. 3. Зависимость величины u от безразмерного пространственного параметра структур. 1 – фигуративные точки монокристаллов с вычисленными площадями сечений, штриховая линия – тренд для этих точек; 2 – монокристаллы с измеренной площадью сечений; 3 – маркеры тренда зависимости для кристаллических решеток минералов (их положение на тренде соответствует критическим значениям K , при которых U может принимать нулевые значения - см. далее).

значения чисел n и m^* по формуле (5) определялось значение m (табл. 1). Уравнение регрессии, полученное по первому варианту ($R^2=0.95$) $y = 1073.6(K'p^{m^*})^{0.092}$ оказывается близким формуле (9). Тренд, полученный по второму варианту, практически совпал с трендом зависимости (9) при $u < 1030$ кДж/г-моль (отклонения от табличных значений составляют первые проценты), а уравнение регрессии имеет вид ($R^2=0.96$):

$$y = 1100.7(K'p^{m^*})^{0.099} \quad (10).$$

Учитывая общий характер зависимости энергетического параметра от пространственных размеров предлагается далее в формуле (10) « u » заменить « Y », а «моль» в размерности «кДж/г-моль» опустить.

Таким образом, результат проведенного сопоставления пространственных характеристик кристаллических ячеек и минералов с энергетическими параметрами соответствующих химических соединений, позволяет с учетом подобия оценивать энергетику уже макрообъектов в широком диапазоне масштабов. Поэтому энергетический потенциал структур Y можно назвать условным геодинамическим потенциалом и дать

³ Линейный вариант аппроксимации этих данных приведен в (Тишкин, 2003).

Таблица 1. Характеристика монокристаллов

минерал	R, см	h, см	K'	m*	K' ₁	у, кДж/г-моль	S* расч.	K' ₂	m	n	m*	K' ₃	Y, кДж/г
гранат	0.58	0.29	0.2769	-1	0.0643	827.2	10.1	0.0283	3	2	1	0.0610	826.4
гранат	0.38	0.19	0.4246	-2	0.0458	827.2	2.8	0.0666	4	2	0	0.0666	826.4
гранат	0.70	0.35	0.9099	-4	0.0423	791.6	18.3	0.0191	3	2	1	0.0412	790.9
данбурит	0.48	0.60	0.4235	-1	0.1966	913.4	0.9	0.6506	8	3	-2	0.1402	912.5
кальцит	0.73	1.15	0.3484	-3	0.0349	781.2	6.5	0.1771	8	3	-2	0.0382	780.4
кальцит	2.50	3.15	0.0803	-1	0.0373	781.2	133.5	0.0236	6	3	0	0.0236	780.4
кварц	0.38	0.20	0.4529	-1	0.2103	948.5	3.4	0.0586	2	2	2	0.2717	947.6
кварц	0.38	0.80	2.1515	-3	0.2153	948.5	2.2	0.3659	7	3	-1	0.1699	947.6
кварц	0.60	0.50	0.4423	-1	0.2053	948.5	0.5	0.9368	8	3	-2	0.2019	947.6
кварц	0.38	0.23	0.5096	-1	0.2366	948.5	5.2	0.0443	2	2	2	0.2054	947.6
кварц	1.90	1.13	0.0992	1	0.2138	948.5	6.2	0.1834	6	3	0	0.1834	947.6
кварц	1.88	1.07	0.0974	1	0.2098	948.5	5.2	0.2046	6	3	0	0.2046	947.6
пирит	0.14	0.07	4.5496	-4	0.2113	915.5	0.1	0.4779	5	2	-1	0.2219	914.6
санидин	0.95	1.13	0.3970	-2	0.0856	848.5	6.2	0.1834	7	3	-1	0.0852	847.7
топаз	0.63	0.25	0.2038	0	0.2038	919.2	6.7	0,0375	2	2	2	0.1739	918.3
топаз	0.33	0.18	0.5276	-1	0.2450	919.2	2.5	0.0723	3	2	1	0.1557	918.3
топаз	0.25	0.20	1.0191	-2	0.2196	919.2	3.4	0.0586	3	2	1	0.1261	918.3
флюорит	0.50	0.25	0.3185	-3	0.0319	792.9	3.4	0.0732	5	2	-1	0.0340	792.9
флюорит	0.68	0.34	0.2359	-2	0.0508	792.9	16.4	0.0206	3	2	1	0.0443	792.9
флюорит	0.48	0.24	0.3352	-3	0.0335	792.9	5,7	0.0415	6	2	0	0.0415	792.9
флюорит	0.35	0.18	0.4550	-3	0.0455	792.9	2.3	0.0765	5	2	-1	0.0355	792.9
флюорит	0.55	0.28	0.2895	-3	0.0290	792.9	8.9	0.0310	4	2	0	0.0310	792.9
флюорит	0.25	0.13	0.6369	-4	0.0296	792.9	0.8	0.1499	6	2	-2	0.0323	792.9
флюорит	0.33	0.17	0.4789	-3	0.0479	792.9	2.0	0.0847	5	2	-1	0.0393	792.9
шеелит	1.25	0.38	0.3057	-3	0.0306	787.8	22.5	0.0167	3	2	1	0.0359	787.1

Примечание. Безразмерные пространственные характеристики минералов: K' – по измеренным значениям, K'₁ = K'p^{m*}, K'₂ – по расчетным данным с учетом числа n, K'₃ = K'₂ p^{m*}; у - условный потенциал ионизации; Y – условный геодинамический потенциал. Остальные обозначения в тексте.

ему определение следующего вида. Условный геодинамический потенциал – парциальная энергия, необходимая для образования элементов структуры (элементарных ячеек) тех размеров и форм, которые они имеют в данной структуре.

РОЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Минералогический уровень. 1) Из формулы (1) можно видеть, что значения скорости U принимают дискретные значения в зависимости от

величины числа m*. Поэтому для любой системы с изменением величины K кратно p^{m*} можно получить соответствующие значения U. Принимая для кварца характерное значение K' = 0.2585 при m* = -6 имеем последовательность U (мм/сут): 44.4; 20.4; 9.2; 4.1; 1.6; 0.5; 0.01.

При гидротермальном синтезе пьезокварца в зависимости от степени пересыщения и температуры фиксировались скорости роста от 0.000п до 0.4 мм/сут (Балицкий, 1978). При этом отмечалось, что размеры и морфология кристаллов зависят от скорости роста. У пяти монокристаллов кварца, использованных в данной работе, m*

меняется от -10 до -6, а U по (1), от 0.18 до 0.13 мм/сут, т.е. размеры кристаллов отражают условия их образования. Возможно изменение параметра K кратно p^m указывает на изменение размеров частиц участвующих в морфопротекте.

2) По данным (Авченко, 1990: обр. Н-1461-1, точки 7, 8 табл. 19, рис. 27) для зонального граната из метаморфических пород в качестве примера одного из вариантов расчетов геодинамических параметров, имеем: $L=0.24$, $K'=0.00149$, по формуле (3) находим площадь $S^* = 8.4272$, измеренная площадь $S=41526$ мкм² (рассчитывалась как площадь круга). Площади S и S^* различаются на четыре порядка (на вопросе о численном несопадении площадей и параметра K остановимся далее), значит число $n=4$. С учетом зависимости (5) в формуле (10) m^* заменяем n и получаем $Y=783.0$ кДж/г. Индивидуальные точки анализов граната, пересчитанные по методике В.А. Жарикова (1967), дают значения (кДж/г-моль): 783.6 и 787.7. Следует заметить, что Y для зональных гранатов может совпадать с условным потенциалом ионизации у отдельных точек, а также быть больше или меньше.

3) Из уравнения (6) видно, что сила воздействия геодинамического поля на объект зависит от скорости его распространения U . Можно полагать, что при движении объекта в раздвиге в условиях сдвига (геодинамическое поле II рода) силовое воздействие на объект должно быть меньше, чем при его движении по типу диапира (геодинамическое поле I рода). Поэтому, согласно (Тишкин, 1996), при расчете скорости в правой части формул (1) и (2) знак должен быть изменен на противоположный. Пересчитывая анализы гранат-ортопироксен-плаггиоклазового парагенезиса из кристаллосланцев и гнейсов чогарского и зверевского комплексов (Авченко, 1990: табл. 34), получаем значения L , K' , U и Y_0 (при $n=0$) (табл. 2). При сопоставлении этих характеристик с Р-Т параметрами формирования этих парагенезисов видно, что с увеличением L увеличивается дав-

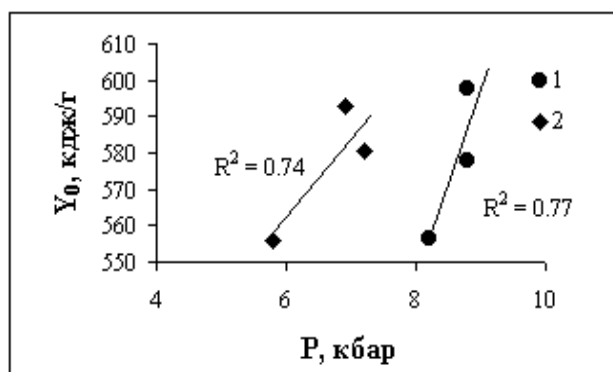


Рис. 4. Соотношение геодинамического потенциала и давления для гранат-ортопироксен-плаггиоклазового парагенезиса. 1, 2 - первая и вторая генерация парагенезиса.

ление (и температура) на фоне уменьшения абсолютной величины скорости U . Также видно, согласно соотношениям (4) и (10), что с увеличением геодинамического потенциала Y , увеличиваются и Р-Т характеристики (рис. 4). При этом первая и вторая генерация минеральных парагенезисов образует два самостоятельных тренда.

Уровень тектоно-магматической системы. Принимая в качестве начальных, характерные размеры тектоно-магматических систем (континентальные рифты, островные дуги, зоны спрединга), задавались последовательные значения K' . Число n для этих структур определялось по формуле (3), при недостатке аналитических данных оно оценивалось по формационной принадлежности магматитов с учетом параметров аналогичных структур со сходным по составу магматизмом. Для задугового пространства число n подбиралось, в предположении, что оно такое же, как и в соответствующих островных дугах. Параметры этих структур приведены в табл. 3 и частично (для островных дуг северо-запада Тихого океана и зон спрединга) отражены на рис. 5.

Известно (Щеглов, 1990), рудные формации являются индикаторами геодинамических режи-

Таблица 2. Геодинамические и термодинамические параметры гранат-ортопироксен-плаггиоклазового парагенезиса

№ образца	L	P, кбар	T, C ⁰	U, см/год	S*	K'	Y ₀ , кдж/г
обр.Г-218 (1)	0.17	8.2	1056	-9.5	14.90	0.0010	556.4
обр.2105-А	0.24	8.8	1088	-6.5	8.40	0.0015	577.9
обр.Г-621-Е (1)	0.34	8.8	1237	-2.6	5.01	0.0021	597.9
обр.Г-218 (2)	0.16	5.8	913	-9.6	15.13	0.0010	555.9
обр.2125	0.25	7.2	1047	-6.1	7.88	0.0016	580.4
обр.Г-621-Е (2)	0.31	6.9	1018	-3.8	5.73	0.0019	592.7

Примечание. Цифры в скобках – первая и вторая генерация парагенезиса. L – относительная дифференцированность состава, P – давление, T – температура, U – скорость распространения геодинамического поля (знак «-» показывает, что структура формировалась в раздвиге при сдвиге), S* – приведенная площадь, K' – безразмерная пространственная характеристика, Y₀ – условный геодинамический потенциал при $n = 0$.

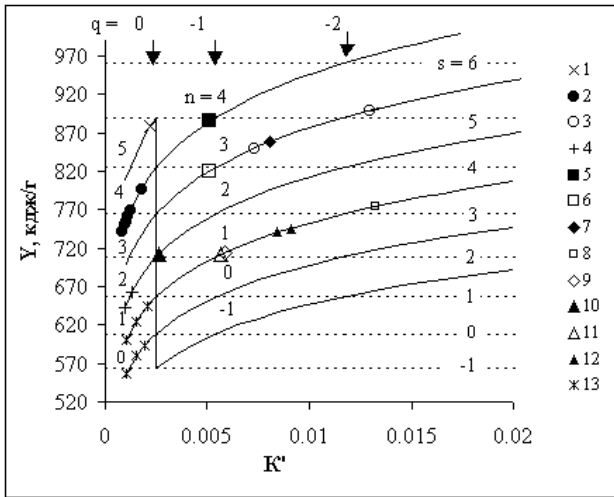


Рис. 5. Энергетические уровни и спектры геодинамического потенциала структур. 1 - рифт Красного моря; 2-островные дуги Северо-запада Тихого океана; 3- Марианская и Идзу -Бонинская дуги; 4- зоны спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия; 5- Южно-Сихотелинский свод (Середин, 1987); 6 - ядро Ю-С-А свода; 7- Кавалеровский блок с кварц- касситеритовым оруденением; 8- Краснореченский блок с касситерит-полиметаллическим оруденением; 9- Дальнегорский блок с полиметаллическим оруденением; 10- Соловьевский свод с золотым оруденением (Тишкин, Мясников, 2004); 11 - внутренний концентр Соловьевского свода; 12 - блоки внутри концентра с золотым оруденением; 13 - гранат-ортопироксен-плагноклазового парагенезис (Авченко, 1990).

мов тектоносферы. Было также показано (Тишкин и др., 2000), что определенным рудным формациям соответствуют вполне определенные геодинамические параметры не только региональных структур, согласно закону соответствия (Щеглов, 1987), но и локальных структур (см. также формулы (1-4), (8)). Поэтому при оценке числа n , в кольцевых структурах и их блоках, для которых отсутствовал аналитический материал по магматизму, использовались данные по формационной принадлежности оруденения с учетом формулы (8). Число m определялось, главным образом, с учетом геофизических данных по глубинному строению структур. При этом подразумевалось, что вертикальные размеры блоков не должны превышать размеров локальной структуры, объединяющей эти блоки. В случаях детально изученных кольцевых структур (Соловьевский свод), значение числа m принималось равным количеству концентров и контролировалось расчетами данных по магматизму (Тишкин, Мясников, 2004).

Параметр Y рассчитывался по зависимости (10), где, с учетом соотношения (5), m^* заменялось n , значение которого соответствовало данному типу структуры. Когда $K'r^n$ принимало значение, при котором $U=0$, n уменьшалось на единицу - до нуля. В результате получался ступенчатый график

энергетического спектра данного типа структуры, каждый «излом» которого кратен 10. На графике стрелками отмечались и точки со значениями K' , кратными r^q , где $q = \pm m^*$, при которых U может принимать нулевые значения. Горизонтальными линиями отмечены значения Y , соответствующие $K'_{U=0}$. Цифры, полученных таким образом энергетических зон, приводимые на горизонтальных линиях, соответствуют значениям $s = \pm m^*$.

На рис.5 показаны, кроме трех, взятых за основу структур, еще три дополнительные (этот ряд может быть продолжен для отрицательных и положительных начальных значений n). Каждый спектр имеет уровни с номерами n, n_{i-1} (цифры над кривыми). Значения геодинамического потенциала квантованы. Переход структуры с одного уровня (энергетической зоны) на другой (в другую зону) кратен $\delta = (1.0789)^s$:

$$Y_s = Y_0 \delta^s \quad (11).$$

Соотношение между числами n, q, s выглядит так: $n = s + q$. Например, точка соответствующая Марианской дуге находится в энергетической зоне $s = 5$ и имеет $q = -2$, тогда $n = 5 + (-2) = 3$. При $q = 0$ (т.е. на данной диаграмме в интервале значений K' равных $0.002517 - 0.001129$), $n = s$.

Полученные графики различаются углом наклона, т.е. в разнотипных структурах изменение параметра Y происходит с различной скоростью и, соответственно, с различной динамикой проявляющихся сил в этих структурах и величинами их воздействия на движущиеся объекты. Различия в динамике наблюдаются и в пределах одного спектра, части которого находятся в разных энергетических зонах.

Анализируя полученные графики в приложении к процессам тектоники и магматизма для вулканических дуг, отметим следующее. Уменьшение Y на каждом энергетическом уровне, различающемся динамикой изменения Y , сопровождается увеличением скорости деформирования структуры U (скорости движения плит в данном случае (Тишкин, 1996), увеличением площади и вертикальных размеров структуры. Причем, увеличение площади происходит «быстрее», чем изменение h . В составе четвертичных вулканических увеличивается доля известково-щелочных и толеитовых серий в сравнении с субщелочной серией, а относительная дифференцированность состава магм (L) - уменьшается (Тишкин, 1996). Такую же зависимость изменений U и L от Y можно увидеть при сопоставлении формул (1-4) и (10).

На этом же рисунке, лишь в качестве иллюстрации, помещены рассчитанные параметры для метаморфических парагенезисов, приписываемые им значения числа n , равны 1 и 2 для первого и

Таблица 3. Расчетные геодинамические параметры тектонических структур различных геодинамических обстановок

Структура	S, км ²	m*	n	Квантовые уровни глубин, h _н , км										L	U, см/год	t, млн. лет	K x 10 ³ , км ⁻¹	Y, кдж/т		
				0	1	2	3	4	5	6	7	8	9						10	
Впадина Берингова моря																				
1. Морская впадина	2137500	0	5	0.79	1.71	3.69	7.94	17.11	36.86	79.40	171.07	368.56	794.03	1710.69	0.13	-10.88	13.44	0.80	794.4	
2. Командорская котловина (изобата 2000 м)	157500	0	4	0.33	0.72	1.55	3.33	7.17	15.45	33.29	71.72	154.51			0.16	-9.73	4.08	0.98	751.3	
3. Центральная котловина (изобата 2000 м)	742500	a	0	4	0.56	1.20	2.59	5.58	12.03	25.91	55.82	120.25	259.08		0.06	-13.74	6.27	0.35	678.2	
		б	0	5	0.56	1.20	2.59	5.58	12.03	25.91	55.82	120.25	259.08	558.17	1202.54	0.26	-5.69	15.15	1.62	851.8
4. Алеутская дуга	97500	0	4	0.28	0.61	1.32	2.84	6.11	13.17	28.37	61.12	131.69			0.22*	-7.39 (8.0)	4.22	1.35	775.5	
Впадина Охотского моря																				
1. Система в целом	2361600	a	0	4	0.82	1.77	3.81	8.21	17.68	38.10	82.09	176.85	381.01		0.03	-14.93	10.29	0.16	628.3	
		б	0	5	0.82	1.77	3.81	8.21	17.68	38.10	82.09	176.85	381.01	820.86	1768.49	0.12	-11.20	13.72	0.75	789.2
2. Морская впадина	1843520	a	0	4	0.76	1.63	3.51	7.56	16.28	35.08	75.58	162.84	350.82		0.03	-14.74	9.21	0.19	638.7	
		б	0	5	0.76	1.63	3.51	7.56	16.28	35.08	75.58	162.84	350.82	755.82	1628.36	0.14	-10.35	13.12	0.88	802.2
3. Курильская котловина (изобата 2000 м)	165600	0	4	0.34	0.73	1.57	3.38	7.29	15.71	33.85	72.93	157.12			0.15	-9.94	4.09	0.95	748.8	
4. Курильская дуга	144000	0	4	0.32	0.70	1.50	3.23	6.96	15.00	32.31	69.61	149.96			0.17*	-9.35 (9.5)	4.06	1.04	755.8	
5. Камчатская дуга	164000	0	4	0.34	0.73	1.57	3.37	7.27	15.66	33.74	72.69	156.61			0.17*	-9.23 (9.0)	4.09	0.95	749.3	
6. Курильский желоб	155200	0	4	0.33	0.71	1.54	3.31	7.14	15.38	33.13	71.37	153.76			0.16	-9.67	4.07	0.99	752.0	
Впадина Японского моря																				
1. Морская впадина	821250	a	0	4	0.58	1.24	2.68	5.77	12.44	26.79	57.72	124.36	267.93		0.05	-13.88	6.53	0.33	673.7	
		б	0	5	0.58	1.24	2.68	5.77	12.44	26.79	57.72	124.36	267.93	577.24	1243.64	0.25	-6.35	14.26	1.51	846.2
2. Японская котловина (изобата 2000 м)	438750	a	0	4	0.47	1.01	2.17	4.68	10.09	21.74	46.84	100.91	217.41		0.08	-12.81	5.17	0.50	702.2	
		б	0	5	0.47	1.01	2.17	4.68	10.09	21.74	46.84	100.91	217.41	468.29	1008.71	0.37	-1.37	48.18	2.30	881.9
3. Дуга Хонсю-Хокайдо	178500	0	4	0.35	0.75	1.61	3.47	7.48	16.11	34.71	74.77	161.09			0.14*	-10.23 (10.3)	4.13	0.90	745.1	
1. Котловина Восточно-Китайского моря																				
(изобата 1000 м)	76950	a	0	4	0.26	0.56	1.22	2.62	5.65	12.17	26.22	56.49	121.69		0.26	-5.93 (4.0)	4.68	1.58	787.7	
		б	0	4	0.36	0.77	1.65	3.55	7.65	16.48	35.51	76.51	164.84		0.14	-10.49	4.17	0.86	741.7	
2. Дуга Рюкю-Кюсю	64800	0	4	0.25	0.53	1.15	2.48	5.33	11.49	24.76	53.34	114.92			0.27*	-4.71 (5.0)	5.4	1.77	795.9	
Марианская дуга	23750	-3	3	0.18	0.38	0.82	1.77	3.82	8.22	17.72	38.17	82.24	177.18			0.12*	-11.22 (10.7)	1.37	7.46	850.4
Идзу-Бонинская дуга	13000	-3	3	0.14	0.31	0.67	1.45	3.12	6.73	14.49	31.23	67.27	144.93			0.19*	-8.53	1.28	11.15	884.8

Таблица 3. Окончание.

1. Котловина Карибского моря (изобата 2000 м, а 3000 м) б	77962 20250	0 -3	4 3	0.26 0.17	0.57 0.36	1.22 0.78	2.63 1.68	5.67 3.62	12.62 7.80	26.33 16.80	56.73 36.20	122.23 77.98	168.01	0.25 0.13	-6.01(1.0) -10.69	4.64 1.33	1.57 8.30	787.0 859.3	
2. Мало-Антильская дуга	165000	0	4	0.34	0.73	1.57	3.38	7.28	15.69	33.81	72.84	156.93		0.15	-9.92 (2.7)	4.09	0.95	749.0	
1. Котловина моря Скотия	93750	0	4	0.28	0.60	1.30	2.80	6.03	13.00	28.00	60.33	129.97		0.22	-7.16 (7.0)	4.27	1.39	777.5	
2. Южно-Сандвичева дуга	131400	0	4	0.31	0.68	1.45	3.13	6.75	14.55	31.34	67.51	145.46		0.18	-8.93 (1.8)	4.06	1.11	760.3	
В.-Тихоокеанское поднятие: 1.8°-10° с.ш.	1712	0	2	0.07	0.16	0.34	0.74	1.59						0.11*	-11.65	0.41	0.93	641.6	
2.10° 20' 12° 54' с.ш.	1078	0	2	0.06	0.14	0.29	0.63	1.36						0.20	-7.65	0.41	1.26	661.4	
Красноморский рифт	486000	0	5	0.48	1.04	2.25	4.85	10.4	22.49	48.46	104.41	224.95	484.63	1044.1	0.32*	-3.45 (1.6)	20.21	2.15	876.0

Примечание. Пункты «а» и «б» в колонке «Структура» показывают варианты расчета параметров структур в различных пространственных границах или при разных значениях числа «n»; L – относительная дифференцированность состава, U – скорость распространения геодинамического поля (знак «-» показывает, что структура формировалась в раздвиге при сдвиге (см. стр.11)), K – пространственная характеристика структуры, Y – условный геодинамический потенциал, t – время формирования структуры; в скобках приведены значения скоростей субдукции и спрединга задугового пространства по (Otsuki, 1989); скорость спрединга рифтовых зон по (Francheteau, Ballard, 1983; Hekinian, Fouquet, 1989), время рассчитывалось по формуле $t = S^{0.5}/U$; * в столбце «L» указывает, что значение получено по данным химического состава магматитов четвертичного возраста для островных дуг, позднего олигоцена для рифта Красного моря (Альмухамедов и др., 1985; Makris, Rihm, 1991) и современных толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Голубева, 1990).

второго парагенезисов соответственно. Распределение фигуративных точек на графике в сопоставлении со значениями P , позволяет полагать, что увеличение доли магматического вещества повышенной щелочности соотносится с увеличением геодинамического потенциала структур и давления при генерации и дифференциации магм.

В свете изложенного, положение фигуративных точек на графике, соответствующих Марианской и Идзу-Бонинской вулканическим дугам, показывает, что принятая для них величина h , определяемой границей залегания сейсмофокальной зоны (Тишкин, 1996) является завышенной и должна приниматься на уровне границы земной коры $m = 6$ (табл. 3). В этом случае Марианская (677.7 кДж/г) и Идзу-Бонинская (705.2 кДж/г) дуги попадают в энергетические зоны $s = 2$ и $s = 3$ (рис. 5).

Параметры локальных структур, соответствующие энергетическим спектрам региональных структур, обозначающих геодинамические обстановки не всегда являются индикаторами этих обстановок в геологическом смысле, а показывают физическое состояние локального геологического пространства в региональной структуре во время их образования. Например, локальные кольцевые структуры и тектонические блоки в региональных структурах могут иметь одинаковые или различные значения Y и попадать в разные энергетические зоны, т.е. выделяемое структурированное геолого-геофизическое пространство по величине геодинамического потенциала оказывается неоднородным. Геодинамический потенциал структур может быть непостоянным и во времени, если их S и h меняются в процессе развития.

Интересны также параметры структур и блоков, специализированных на определенном типе оруденения. Сразу обращает внимание то, что точки, характеризующие кольцевые структуры на графике, имеют Y - K значения, при которых скорость U может равняться нулю. Вероятно, это указывает на существование возможного равновесия сил взаимодействия структуры и геодинамического поля в морфопротекте при достижении структурными элементами «плотнейшей» упаковки. Вблизи «точки равновесия» находятся Южно-Сандвичева вулканическая дуга и рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия $10^{\circ} 20' - 12^{\circ} 54' \text{ с.ш.}$

Кроме того, оказалось, что по величине Y , структуры и блоки образуют ряд: полиметаллическое оруденение (Дальнегорский рудный район) - золото-кварцевое (Соловьевский свод, Джалиндинский рудный узел) - касситерит-полиметаллическое (Краснореченский рудный район) - кварц-касситеритовое (Кавалеровский

рудный район), как и следовало этого ожидать согласно формулам (8) и (10). При чем блоки и структуры с золотой и полиметаллической минерализацией находятся в одной энергетической зоне $s = 3$ с некоторыми островными дугами, но входят в состав различных спектров. Ранее было показано (Tishkin, 2004), что с увеличением сдвиговой компоненты в тектонических структурах намечается ряд типов магматогенной минерализации: серебряный, золото-серебряный, золотой.

Уровень сейсмических очагов. В работе (Садовский и др., 1987) была показана зависимость энергии землетрясения от объема сейсмического очага. Рассматривая очаги землетрясений как вероятные магмопроводящие (магмовмещающие) структуры, определим связь выделяемой сейсмической энергии E_c с геодинамическим потенциалом этих структур. Для этого воспользуемся данными по очагам землетрясений с магнитудой 6-8.7 (сейсмическая энергия $\lg E_c = 13-18$ кДж) для Японии, Курил, Камчатки, Калифорнии, Новой Зеландии, Таджикистана, Турции и некоторых других регионов, приводимыми в (Садовский и др., 1987).

Параметр K , рассчитывался, согласно (Садовский и др., 1987), как $S^{0.5}/S$, где S - площадь проекции зоны афтершоков на поверхность Зем-

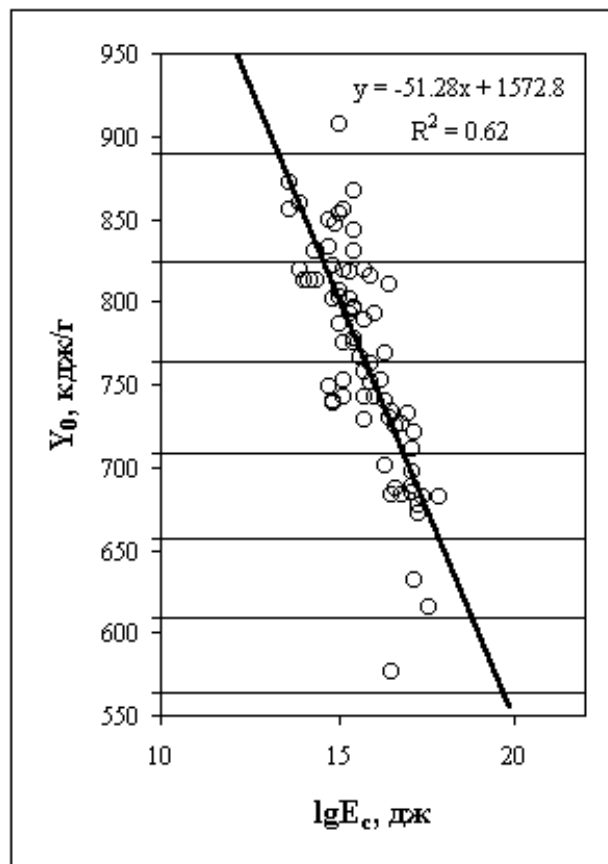


Рис. 6. Зависимость величины излучения сейсмической энергии от геодинамического потенциала формирующей структуры. Горизонтальные линии - энергетические уровни.

ли. Далее, по формуле (10) рассчитывался геодинамический потенциал Y_0 ($n=0$, $m^*=0$, $m=0$) объема геолого-геофизического пространства, соответствующего размерам очага землетрясений.

Результат сопоставления сейсмической энергии и геодинамического потенциала приведен на рис. 6. Как видно, с увеличением Y_0 уменьшается количество выделявшейся сейсмической энергии. Уравнение регрессии: $Y_0 = -55.008 \lg E_c + 1601.5$ ($R^2 = 0.62$).

Как уже неоднократно отмечалось, с уменьшением скорости U увеличивается параметр K и геодинамический потенциал структуры, при этом снижается предел текучести и пластические деформации начинают преобладать над хрупким разрушением (Лобацкая, 1989), в следствии чего уменьшается величина выделения сейсмической энергии. Вместе с этим увеличивается сила взаимодействия структуры с движущимся объектом, в частности с магматическим расплавом.

Таким образом, при развитии тектоно-магматических систем с уменьшением скорости распространения геодинамического поля (скорости деформирования) происходит увеличение геодинамического потенциала структур и уменьшение излучения сейсмической энергии. Это приводит к повышению индекса относительной дифференцированности состава магматитов, а в составе сопутствующего оруденения возрастает роль парагенезисов оксифильных элементов, имеющих повышенные энергетические связи с кислородом.

ОБСУЖДЕНИЕ

1. Использование геодинамического потенциала в решении геологических задач не ограничивается приведенными примерами. Кроме того, использование этого параметра позволяет связывать процессы, происходящие на тектоническом уровне с минералого-геохимическими процессами и отображать эту связь на общей понятийной основе. Представления о подобии при этом дают возможность использовать модели хорошо изученных явлений одного уровня организации применительно к другим уровням.

Вместе с этим, следует отметить ряд неопределенностей, возникающих при моделировании подобного рода. В первую очередь это касается определения пространственных границ объектов. Рассматривая границу (область раздела) как область пространства, одновременно принадлежащую в интервале времени движущимся смежным объектам и характеризующуюся взаимодействием (суперпозицией) элементарных ячеек рассматриваемых тел, мы сразу сталкиваемся с вопросом: где в этой области пространства провести линию, от которой следует считать размеры тела? От этого

в значительной мере зависят результаты последующих расчетов и их интерпретации. В случае системы магматических каналов (например, островные дуги), S не является суммой площадей каналов, а характеризует всю структуру, в которой проявлены эти каналы. В формуле (3) площадь S соответствует также не площади собственно интрузива, а включает также часть вмещающих пород (Тишкин, 1996), которая являлась наиболее динамически активной в период внедрения расплава и становления массива.

В системе «кристалл-раствор (расплав)» выделяется специфический структурированный слой, называемый кристаллизационным двориком или концентрационным полем. Максимальная концентрация раствора (расплава) наблюдается на некотором удалении от кристалла. Рельеф поверхности растущего кристалла морфологически повторяет структуру концентрационного поля (Асхабов, 1984). На микрозондовых профилях парагенезисов (Авченко, 1990) по изменению распределения химических компонентов в минералах, также можно выделить области раздела.

Поэтому отсутствием данных по динамическим границам можно объяснить несовпадение измеренной и рассчитанной площади и параметра K кристаллов граната. (данные, которые использовались при расчетах, были получены для решения других задач). И вопрос о том, где проводить границу и что она собой представляет на минеральном уровне (область изменения химических свойств, структурных характеристик, изменения напряженного состояния?) в обозначенном смысле остается в настоящее время открытым. Его решение возможно при постановке целенаправленных работ по всестороннему изучению парагенезисов. Полученное решение автоматически приведет к решению вопроса о размерах элементарной ячейки породы (Бродская, 1990; Бродская и др., 1991; Делицин, 1990; Продайвода, 1990 и др.) или ячейки локального равновесия (Авченко, 1990; Коржинский, 1957). Из сказанного видно, что следующая неопределенность связана с полнотой изученности объекта. По «весу» эти неопределенности, возникающие при подобном рода моделировании, не равнозначны. Если в последнем случае эта неопределенность, в принципе, технически решаемая для сегодняшнего уровня исследований, то неопределенность в определении границ объектов, как областей раздела, представляется фундаментальной и здесь потребуются как-то «договариваться» или искать новые способы учета пространственно-временной специфики границы.

2. Следует остановиться на правомерности выделения структурных уровней m в кристаллах, которые мы привыкли рассматривать по схеме:

кристалл-атомная структура. Соглашаясь с тем, что атомы, породы, формации, блоки и плиты горных пород, планеты и системы планет имеют структурные уровни образованные соответствующими элементарными ячейками, логично предполагать структурированность (блочность) и у кристаллов. Известный кристаллограф К.И. Чепижный (1988) показал, что в рамках гомологической минералогии кристаллы поддаются строгому описанию их блочного строения в отличие от классической симметрии, где блочность кристаллов запрещена. Описание строения гомологического кристалла (подвергнутого однородным деформациям растяжения, сжатия, сдвига, кручения) проводится по схеме: кристалл-блочная структура- атомная структура. Описание блочных структур проводится по уровням квантования (от крупных к мелким), с использованием золотого сечения и чисел Фибоначчи.

В связи с этим кажется интересным изменение величины числа n , которое показывает степень взаимодействия объекта с окружающим пространством. У изученных одноименных минералов оно остается постоянным, за исключением двух кристаллов кварца.

3. В табл. 3 приводятся характеристики структур различных геодинамических обстановок. Вычисленное время $t = S^{0.5}/U$, вероятно соответствует длительности формирования современного облика рассматриваемых структур, что хорошо согласуется с геологическими данными (Васильев, 1992; Кириллова, 1992; Лихт, 1993; Пискунов, 1987 и др.). Так начало последней стадии формирования окраинных морей северо-запада Тихого океана датируется поздним-средним миоценом, когда в результате вертикальных блоковых перемещений на этой территории происходило интенсивное прогибание земной поверхности и сопровождалось процессами магматизма, осадконакопления и складчатости. Формирование желобов и большинства задуговых глубоководных впадин, по геологическим данным, началось в плиоцен-плейстоценовое время. В пределах Центральной котловины Берингова моря интенсивные прогибания земной поверхности происходили, начиная с позднего миоцена.

Для каждого звена системы котловина-дуга-желоб в Охотоморском регионе скорости деформирования и длительности формирования практически совпадают. Значения скоростей Мало-Антильской и Южно-Сандвичевой вулканических дуг оказались не сопоставимы со значениями скоростей, определяемых в плито-тектонической модели (Otsuki, 1989), что также отражено в составе четвертичного магматизма в этих дугах (Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, 1985), параметры которого характерны для дуг с высокой скоростью деформирования. Так рассчитанный по

химическим анализам магматических пород Южно-Сандвичевой дуги (Богатиков, Цветков, 1988) параметр $L = 0.2$, а скорость $U = 8.1$ см/год (скорость, рассчитанная исходя из размеров структуры по формулам (1, 2), составляет $U = -8.93$, а в плито-тектонической модели $U = 1.8$ см/год (табл. 3)).

Вместе с тем, значения скорости спрединга в море Скотия, приводимые (Otsuki, 1989) и вычисленные скорости деформирования оказываются близки, также как и в случае с котловиной Восточно-Китайского моря и дугой Рюкю-Кюсю.

Следует отметить также геодинамическое подобие структур, площади которых различаются по порядку величины и имеющие одинаковые скорости. Например, дуга Хонсю и морская впадина Охотского моря или котловины Восточно-Китайского и Карибского морей имеют приближенно подобные размеры и близкие скорости деформирования, а отношение времен развития стремится к числу кратному 3.162... Можно заметить в приводимой таблице и другие примеры геодинамического подобия структур.

Если сравнивать геодинамические потенциалы пары «островная дуга - морская впадина (котловина)», то можно видеть, что для нее характерно наличие градиента. Это позволяет предполагать, что структуры с повышенным значением Y , более устойчивы к деформациям и обладают повышенной способностью формообразования. Вместе с тем, наличие градиента потенциала, предполагает его выравнивание, в рассматриваемом контексте, за счет изменения размеров структур и скоростей распространения геодинамического поля U (скоростей деформирования) в результате взаимодействия структуры и поля. Вероятно, наличие градиента определяет специфику движения смежных структур, о чем в частности свидетельствует проявление так называемых зон «псевдосубдукции», например, в Японском, Карибском и некоторых других бассейнах (Хаин, 2003). Этот процесс выражается в пододвигании коры задугового пространства, в котором уже закончился спрединг, под островную дугу с образованием желобов. Это предполагает, что относительные перемещения островной дуги могут происходить как в сторону океана, так и в сторону задугового пространства и, возможно, с изменением геодинамического потенциала структур.

Следует отметить еще один аспект в развитии структур. Как представляется, с достижением критических Y - K значений, при которых $U = 0$ возможно: 1) прекращение дальнейшего развития структур; 2) переход в другую энергетическую зону в том же или другом спектре структур с увеличением (уменьшением) потенциала.

Таким образом, использование геодинамического потенциала Y при рассмотрении геологических задач не только обозначает решения

некоторых из них, но и порождает новые вопросы, ответы на которые могут быть получены в результате дальнейшего изучения геолого-геофизического пространства. Следует в заключение добавить, что предложенная версия энергетической модели развития геолого-геофизического пространства, требует дополнительного осмысления и усовершенствования.

ВЫВОДЫ

1. В результате сопоставления пространственных характеристик кристаллических ячеек и минералов с энергетическими параметрами соответствующих химических соединений, получена формула, позволяющая с учетом подобия размеров оценивать энергетику уже макрообъектов в широком диапазоне масштабов.

2. Ввиду общего характера зависимости энергетического параметра Y (кДж/г) от пространственных размеров структур Y можно назвать условным геодинамическим потенциалом и дать ему определение следующего вида: условный геодинамический потенциал – парциальная энергия, необходимая для образования элементов структуры (элементарных ячеек) тех размеров и форм, которые они имеют в данной структуре.

3. Значения геодинамического потенциала структур дискретны и образуют энергетические зоны. Переход из одной зоны Y в другую, пропорционален числу $\delta = (1.0789)^n$:

4. При развитии тектоно-магматических систем с уменьшением скорости распространения геодинамического поля (скорости деформирования) происходит увеличение геодинамического потенциала структур и уменьшение излучения сейсмической энергии. Это приводит к повышению силового взаимодействия в системе «расплав-структура» и, как следствие, увеличению индекса относительной дифференцированности состава продуктов магматизма, а в составе сопутствующего оруденения возрастает роль парагенезисов оксифильных элементов, имеющих повышенные энергетические связи с кислородом.

5. Геодинамический потенциал и P-T параметры формирования минеральных ассоциаций метаморфических комплексов находятся в прямой зависимости. Увеличение доли магматического вещества повышенной щелочности соотносится с увеличением геодинамического потенциала структур, давления и температуры при генерации и дифференциации магм.

Список литературы

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобарометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноярского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.

Асхабов А.М. Проблемы и механизмы кристаллогенезиса. Л.: Наука, 1984. 167 с.

Афанасьев С.Л. Определение геологического возраста по наноциклитам // Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Наука, 1984. С. 6-26.

Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 144 с.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Бродская Р.Л. Формирование и эволюция структуры редкометальных гранитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 45-51.

Бродская Р.Л., Виноградов Е.А., Голованов В.И. и др. Обнаружение пространственной периодичности в структуре горных пород методами дифракции и радиовидения // Препр. АН СССР. Институт общей физики, 1991. № 19. С. 1-7.

Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана (Часть II. Внутренняя зона Тихоокеанского подвижного пояса. Происхождение океана). Владивосток: Дальнаука, 1992. 244 с.

Вадковский В.Н., Захаров В.С. Динамические процессы в геологии: первое знакомство с нелинейными системами. Электронное учебное пособие. М., 2001. <http://dynamo.geol.msu.ru/personal/vsz/vzpubl.html>

Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 284 с.

Голубева Э.Д. Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 135 с.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Энергетическая перколяция - ресурс новых идей в геотектонике // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2000. Вып. 11. С. 7-22.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Шаров Н.В. Фрактально-геометрические мотивы в организации сейсмологических разрезов земной коры (на примере Балтийского щита) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 69-80.

Делицин И.С. Элементарная ячейка горных пород и механизм их самоорганизации // Идея развития в геологии: вещественные и структурные аспекты. Новосибирск: СО РАН, 1990. С. 273-280.

Жабин А.Г., Юшкин Н.П. Синтез и квантование в процессах природного минералообразования // ДАН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 164-167.

Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геол. рудных месторождений. 1967. Т. 9. № 5. С. 75-89.

Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 223 с.

Квет Р. Полная периодическая шкала геологического времени // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 96-99.

- Кириллова Г.Л.* Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 144 с.
- Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд. АН СССР, 1957. 184 с.
- Куликович А.Е.* Взаимосвязь истории Земли и Вселенной // Зап. СПб. горного института, 1992. Т. 134. С. 77-86.
- Лихт Ф.Р.* Эволюция приконтинентальных бассейнов Востока Азии в фанерозое // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 45-58.
- Лобацкая Р.М.* Оценка относительной раздробленности литосферы (теоретическое обоснование и методика анализа) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 9. С. 16 -22.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 261 с.
- Михеев В.И.* Гомология кристаллов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 208 с.
- Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.
- Пиотровский В.В.* Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли // Земля во Вселенной. М.: Мысль, 1964. С. 278-297.
- Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
- Полканов А.А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1945. № 5. С. 13-16.
- Продайвода Г.Т.* Горная порода как квазикристалл // Докл. АН УССР, 1990. № 6. С. 14-17.
- Рундквист Д.В.* О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых // Проблемы развития советской геологии. Л.: Тр. ВСЕГЕИ, 1971. Т. 177. С. 266-300.
- Рыжов В.А.* Концепции синергетики. http://vladimir.socio.msu.ru/3_SYNERGY, 2005.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
- Семенов Е.И., Юшко-Захарова О.Е., Максимум И.Е. и др.* Минералогические таблицы. М.: Недра, 1981. 399 с.
- Середин В.В.* Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 181 с.
- Тишкин Б.М.* Квантовая геодинамика - новая парадигма в геологии // Вестник ДВО РАН. 1994. № 4. С. 91-102.
- Тишкин Б.М.* Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 67 - 79.
- Тишкин Б.М.* Геодинамическое подобие тектоно-магматических систем. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1997. 30 с.
- Тишкин Б.М.* Энергетические потенциалы и рудоносность тектоно-магматических систем // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики Всероссийское совещание, посвященного 90-летию академика Н. А. Шилов, Магадан, 3-6 июня 2003 г. Магадан, 2003. Т. 3. С. 31-32.
- Тишкин Б.М., Зимин С.С., Сапин В.И.* Геодинамические параметры формирования золоторудных месторождений с турмалиновой минерализацией в пограничных тектоно-магматических системах Амурского геоблока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 124-139.
- Тишкин Б.М., Мясников Е.А.* Моделирование геодинамических параметров Соловьевского свода в связи с золотым оруденением // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: изд. КГПУ фонда «Наука – для Камчатки», 2004. С. 209-221.
- Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Афанасьева Т.Б. и др.* Перикристаллизация кварцево-жильных агрегатов и вопросы рудогенеза // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 2. С. 57-72.
- Фролова Г.И.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Наука, 1985. 275 с.
- Хаин В.Е.* Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания, Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 270-271.
- Чепижный К.И.* Новое в минералогии // Законы минералогии. Л.: Наука, 1988. С. 42-47.
- Шубников А.В.* Симметрия подобию // Избр. тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 144-153.
- Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Л.: Недра, 1987. 231 с.
- Щеглов А.Д.* Тектонические режимы и рудные месторождения (некоторые аспекты связи эндогенного рудообразования с тектоникой) // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 5-22.
- Francheteau J., Ballard R.D.* The East Pacific Rise near 210 N, 130 N and 200 S: inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64, № 1. P. 93 -116.
- Hekinian R., Fouquet J.* Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 130 N // Econ. Geology. 1985. Vol. 80. № 2. P. 221 - 249.
- Otsuki K.* Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates" // Tectonophysics. 1989. Vol. 159. № 1-2. P. 73 - 94.

Makris J., Rihm R. Shear-controlled evolution of the Red Sea: pull apart model // Tectonophysics. 1991. Vol. 1991. № 2-4. P. 441 - 466.

Tishkin B.M. Geodynamic parameters of formation of gold-bearing tectono-magmatic systems in the Amur

geoblock // Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 165-168.

Turcotte D.L. Fractal chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press., 1992. 220 p.

METHOD OF ESTIMATION OF GEODYNAMIC POTENTIAL OF STRUCTURES AND USE OF IT IN GEOLOGICAL CHALLENGES

B.M. Tishkin

*Far East Geological Institute of FEB RAS, Vladivostok
Prospekt 100-latiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022, Russia*

Using the ideas of similarity of spatial parameters of structures and treatment of materials on spatial characteristics of crystalline cells and monocrystals in comparison with conditional potentials of ionization, we obtained the equation of regression ($R^2 = 0.96$): $Y = 1100.7 (K' p^{m^*})^{0.099}$ (kdzh/g), where $K' = h/S$ – dimensionless magnitude characterizing vertical and horizontal sizes of a structure, $p = 2.154\dots$; $m^* = \pm 0, 1, 2, \dots$. Taking into account the sizes of structures of micro- to macro-levels, we used Y parameter for characteristics of different-scale tectonic and tectonomagmatic systems and called it a conditional geodynamic potential. Calculations of the potential are given for a wide spectrum of objects – from minerals to island arcs, rifts, and seismic centers. Values of the geodynamic potential of structures are discrete and form the quantized energetic zones: $Y_s = Y_0 \delta^s$, where s – a number of a zone and $\delta = 1.0789\dots$.

As tectonomagmatic systems develop with decreasing rate of propagation of geodynamic field (deformation rate), the geodynamic potential of structures increases and radiation of seismic energy decreases. This event results in more intensive force interaction in the “melt-structure” system and, consequently, in increase of the relative differentiation index of the composition of magmatism products. In the composition of accompanying mineralization, the role of parageneses of oxyphylic elements, having higher energetic relations with oxygen, increases.

The geodynamic potential and P-T parameters of formation of mineral associations are in direct dependence. Increase of a share of magmatic matter with enhanced alkalinity correlates with increase of the geodynamic potential of structures, pressure, and temperature in the process of generation and differentiation of magmas.