

Э. Н. ЛИШНЕВСКИЙ, А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ

**О ПРИРОДЕ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ И ЗНАЧЕНИЯХ
ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ГРАДИЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 10 VII 1974)

Специфической особенностью древнейших комплексов докембрия континентов является широкое распространение в них пород эклогитовой, гранулитовой и высокотемпературной ступени амфиболитовой фации с температурным интервалом метаморфизма $650-1000^{\circ}\text{C}$ при полном отсутствии средне- и низкотемпературных фаций (^{2, 8, 12}). Последние обычно проявлены лишь в связи с явно наложенным более поздним диафторезом. Приблизненные оценки изменения температур в земной коре, приводимые некоторыми авторами (²), показывают, что современный геотермический градиент (G_0), при различных вариантах интенсивности тепловых потоков, может обеспечить нарастание температуры в следующем порядке: на глубине 5 км $80-151^{\circ}$, 10 км $120-294^{\circ}$, 20 км $225-527^{\circ}$, 30 км $300-695^{\circ}$. Из этих цифр видно, что средние значения температуры, достигаемые на глубине 20—30 км, могли бы формировать в докембрии лишь породы фаций зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. В связи с указанным, практически все авторы признают, что метаморфизм, характерный для докембрия, мог осуществляться лишь при более интенсивном тепловом режиме Земли. Так, В. В. Хлестов (¹²) объясняет его более высокими температурами земной поверхности в архее ($\sim 200^{\circ}$). Тогда при сравнительно небольших значениях палеогеотермического градиента $G_T = 40-60^{\circ}/\text{км}$ высокотемпературный метаморфизм должен был проявляться на глубинах 10—35 км. Однако это противоречит данным геологических наблюдений, свидетельствующих о формировании пород эклогитовой и гранулитовой фаций на значительно меньших глубинах, 5—10 км (¹¹). У. Файф, напротив, предполагает повышенные геотермические градиенты в архее ($100^{\circ}/\text{км}$), объясняя их активными конвекционными потоками в мантии (¹³). В таком случае температуры, необходимые для формирования пород эклогитовой и гранулитовой фаций, могли достигаться на глубинах 8—10 км. Однако исходя из величины давления, измеряемого мощностями перекрывающих толщ ($P_{\text{общ}} = \rho gh$, где ρ — средняя плотность до глубины h , g — ускорение силы тяжести), литостатические нагрузки на этих глубинах не должны были бы превышать 2—3 кбар и, следовательно, не могли обеспечивать условия, необходимые для формирования указанных фаций, по давлению.

Таким образом, ни одно из указанных выше предположений не разрешает противоречия, которое можно было бы назвать «парадоксом метаморфизма»: при малых значениях G_T температуры, необходимые для метаморфизма, реализуются на очень больших глубинах, что не согласуется с геологическими наблюдениями о сравнительно небольшом эрозионном срезе докембрийских толщ (^{4, 11}), и, наоборот, при повышенных значениях G_T необходимые температуры реализуются на малых глубинах, где давление, обусловленное преимущественно литостатическими нагрузками, явно недостаточно для образования соответствующих фаций.

По нашему мнению ⁽⁸⁾, это противоречие снимается, если рассматривать эволюцию термодинамического режима регионального метаморфизма с позиций гипотезы расширяющейся Земли, развиваемой многими геологами и геофизиками; в последние годы предложен и механизм расширения, рассматриваемый как следствие изначально гидридной Земли ⁽⁷⁾.

Полагая, что размеры Земли увеличиваются по экспоненциальной функции, и принимая за основу величины радиуса Земли, приводимые О. Х. Хильгенбергом ^(3, 14) от позднего докембрия (0,6 млрд лет) до настоящего времени (см. рис. 1), можно вывести выражение этого изменения:

$$R_T/R_Q = e^{-0,0199\sqrt{T}}, \quad (1)$$

где R_T — средняя величина радиуса Земли в любой прошедший момент геологического времени, R_Q — средняя величина радиуса Земли в современную эпоху, T — геологическое время, отсчитываемое от настоящего момента (млн лет).

Принимая массу Земли (M) и гравитационную постоянную (f) неизменными во времени, из известной формулы $g = fMR^{-2}$ нетрудно получить отношение

$$g_T/g_Q = (R_Q/R_T)^2 = e^{0,0398\sqrt{T}}, \quad (2)$$

где g_T и g_Q — соответственно средние величины ускорения силы тяжести на Земле в прошлом и в современную эпоху. Возможное уменьшение в течение геологического времени гравитационной постоянной, как это предполагают физики П. Дирак, П. Йордан и др., принципиально не изменит характера кривой g_T/g_Q и лишь увеличит ее крутизну. Экстраполяция по формулам (1) и (2) для более отдаленных геологических эпох показывает, в частности, что темп расширения земного шара в докембрии был значительно медленнее, чем в палеозое и особенно в мезо-кайнозое, а величина ускорения силы тяжести существенно превосходила современную (рис. 1). В этих условиях длительные литостатические нагрузки, усиленные повышенной гравитацией, должны были приводить к формированию метаморфических пород высоких давлений на сравнительно малых глубинах, 5—10 км ⁽⁸⁾.

Полученные данные позволяют рассмотреть и возможные изменения значений палеогеотермического градиента в поверхностных слоях древней сиалической коры, где общий фон повышенных температур при региональном метаморфизме создавался преимущественно путем кондуктивного теплопереноса из более глубоких горизонтов ⁽²⁾. По современным представлениям, большая часть внутреннего тепла Земли имеет радиогенную природу. С учетом периода полураспада главных долгоживущих изотопов все авторы ^(1, 9, 12) и др.) принимают, что общий поток радиоактивного

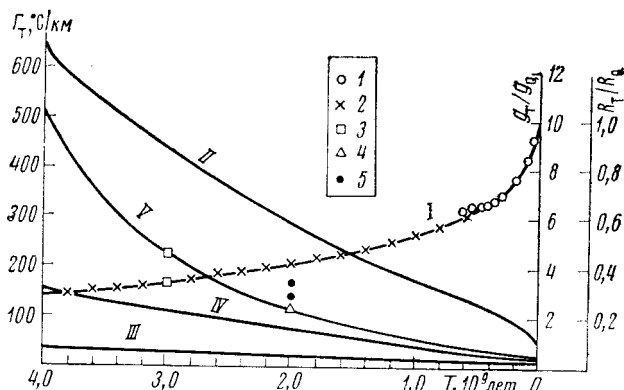


Рис. 1. Характер изменения радиуса и гравитационного поля Земли и палеогеотермических градиентов на докембрийских щитах. 1 — изменение радиуса, 2 — по ⁽¹⁴⁾, 3 — экстраполяция по формуле (1); 4 — изменение ускорения силы тяжести; 5 — изменение палеогеотермических градиентов: III — Γ_T ($R_T = R_Q$, $K_T > 1$), IV — Γ_T ($R_T < R_Q$, $K_T = 1$), V — Γ_T ($R_T < R_Q$, $K_T > 1$), 3, 4 — значения Γ_T , рассчитанные по наблюдаемым температурам регионального метаморфизма каскадской (3) и тальинской (4) свит, 5 — значения Γ_T , рассчитанные по наблюдаемым температурам гранитизации каскадской свиты

тепла Земли в прошлом (Q_T) превосходил его современное значение (Q_Q). Данные Г. В. Войткевича (⁽¹⁾ стр. 308) позволяют (пренебрегая другими возможными источниками тепла) определить величину отношения $Q_T/Q_Q = K_T \geq 1$ для любого момента геологического времени.

Исходя из соотношения $Q = qS$, где q — удельный тепловой поток, а S — площадь поверхности Земли, имеем

$$Q_T/Q_Q = K_T = q_T S_T / q_Q \cdot S_Q. \quad (3)$$

Произведя простейшие преобразования, получим

$$q_T/q_Q = K_T S_Q/S_T = K_T (R_Q/R_T)^2. \quad (4)$$

Учитывая, что $q = \lambda G$, где λ — коэффициент теплопроводности, а G — геотермический градиент, и принимая в первом приближении $\lambda_T = \lambda_Q$, имеем

$$q_T/q_Q = G_T/G_Q = K_T (R_Q/R_T)^2. \quad (5)$$

Подставляя из (2) в (5), окончательно получим

$$G_T = G_Q \cdot K_T (R_Q/R_T)^2 = G_Q K_T e^{0,0398\sqrt{T}}. \quad (6)$$

Из литературы известно, что на современной Земле наименьшие значения геотермических градиентов, характеризующиеся к тому же минимальной дисперсией, типичны для щитов древних платформ. Так, $G_{Q_{\text{ср}}}$ на Балтийском и Украинском щитах составляет $12^\circ/\text{км}$ (⁽¹⁰⁾). Согласно О. Х. Хильгенбергу, отвергающему дрейф материковых глыб через океаны, вся поверхность Земли в докембрии была покрыта сиалической корой (коровый шар). С этих позиций современные щиты древних платформ являются в достаточной степени представительными ее фрагментами как по вещественному составу коры, так и по структурным связям с более глубокими слоями Земли. Это обстоятельство позволяет приближенно принимать $\lambda_T = \lambda_Q$ и считать $G_Q = 12^\circ/\text{км}$ исходной величиной при расчетах палеогеотермических градиентов, существовавших в верхних горизонтах докембрийской сиалической коры.

Исследование уравнения (6) показывает следующее (см. рис. 1). I. В случае нерасширяющейся Земли изменение G_T должно было осуществляться лишь за счет меняющегося во времени потока радиогенного тепла ($R_T = R_Q$; $K_T > 1$). Тогда в архее (2,6—4 млрд лет) G_T не превышал 22 — $40^\circ/\text{км}$. II. В случае расширяющейся Земли и стабильного потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q$; $K_T = 1$) повышенные значения G_T в прошлом определялись увеличением удельных тепловых потоков за счет значительно меньшей поверхности Земли ($S_T < S_Q$). При этом в архее величина G_T уже достигала 92 — $154^\circ/\text{км}$. III. В случае расширяющейся Земли и изменения во времени общего потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q$; $K_T > 1$), т. е. совместного действия обоих рассматриваемых факторов, палеогеотермические градиенты достигали максимальных значений. В том же интервале времени 2,6—4 млрд лет они изменялись от 166 до $508^\circ/\text{км}$.

Представляет интерес сопоставление рассчитанных значений палеогеотермических градиентов с данными геотермобарометрических определений (табл. 1, колонки 3 и 4), характеризующих условия метаморфизма суперкрупных образований одного из конкретных районов Балтийского щита (юго-западное обрамление Печенгской структуры). Эти образования входят в состав кольско-беломорской серии (AR—PR₁) и подразделяются на каскамскую (ks) и тальинскую (tl) свиты. Максимальная глубина их эрозийного среза, как показала реконструкция геологического разреза, не превышает 5 — 8 км. В эволюции метаморфизма пород обеих свит установлена (⁽⁵⁾) следующая смена фаций во времени: при $T = 3,0$ млрд лет — гранулитовая (ks); при $T = 2,0$ млрд лет — эпидот-амфиболитовая (tl). К этапу $T = 2,0$ млрд лет относится также гранитизация и ультраметаморфизм, проявившиеся преимущественно в породах каскамской свиты.

Таблица 1

Этапы (свиты)	T, млрд лет	P _{набл.} , кбар	t _{набл.} , °C	$R_T = R_Q;$ $g_T = g_Q;$ $K_T > 1$		$R_T < R_Q; g_T > g_Q; K_T \geq 1$			Г _T , °/км, вычисл. по колон- кам 4 и 7
				h, км	t, °C	h, км	t, °C $K_T = 1$	t, °C $K_T > 1$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Региональ- ный мета- морфизм (ks)	3,0	13-7	900— 700	48-26	1200-750	5,5-3,0	600-330	1260-690	165-235
Гранитиза- ция (ks)	2,0	7-4	650— 500	26-15	500-280	4,5-3,0	325-180	520-290	145-165
Региональ- ный мета- морфизм (tl)	2,0	5	400	18	340	3,5	250	400	115

Анализ данных, приведенных в табл. 1, позволяет сделать следующие выводы: 1. В случае перасширяющейся Земли температуры формирования указанных метаморфических фаций, вычисленные по соответствующему G_T ($R_T = R_Q; K_T > 1$), сопоставимы с наблюдаемыми их значениями. Однако рассчитанные при этом глубины в 2—6 раз превышают установленные по геологическим данным максимально допустимые мощности перекрывающих толщ; 2. В случае расширяющейся Земли и стабильного потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q; K_T = 1$) рассчитанные температуры не достигают критических величин, необходимых для формирования соответствующих фаций. В этом варианте значения глубин уже согласуются с геологическими данными; 3. В случае расширяющейся Земли и изменяющегося теплового потока ($R_T < R_Q; K_T > 1$) полученные в результате расчетов глубины, температуры и палеогеотермические градиенты (табл. 1, колонки 7, 9, 10) наиболее полно удовлетворяют данным геологии и геотермобарометрии как для гранулитовой, так и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. В то же время отмечаемое при гранитизации некоторое превышение наблюдаемых температур и вычисленных по ним палеогеотермических градиентов по сравнению с теоретическими (см. рис. 1), по всей вероятности, связано с дополнительным тепловым потоком, обусловленным процессами гранитообразования.

Проведенные исследования позволяют считать, что область значений G_T , заключенная между кривыми IV и V на рис. 1, представляется наиболее приемлемой для характеристики температурного режима регионального метаморфизма в геологической истории докембрийских щитов.

Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов
Москва

Поступило
8 VII 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. В. Войткевич, Проблемы радиогеологии, М., 1961. ² Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев и др., Фации регионального метаморфизма высоких давлений, М., 1974. ³ В. П. Колчанов, Геотектоника, № 4 (1971). ⁴ Д. С. Коржинский, Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности, М., 1940. ⁵ А. А. Кременецкий, С. Н. Вороновский, Л. Н. Овчинников, ДАН, т. 216, № 2 (1974). ⁶ Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Международн. геол. конгр., XXIII сессия, докл. сов. геол. пробл., 4, М., 1968. ⁷ В. Н. Ларин, Научные собрания Инст. минерал., геохим. и кристаллохим. редких элементов, матер., в. 6, 1971. ⁸ Э. Н. Лишневский, А. А. Кременецкий, В сб.: Термодинамический режим метаморфизма, Л., 1974. ⁹ Е. А. Любимова, Термика Земли и Луны, М., 1968. ¹⁰ Е. А. Любимова, Б. Г. Поляк и др., В сб.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли, М., 1973. ¹¹ В. С. Соболев, Геология и геофизика, № 1 (1964). ¹² В. В. Хлестов, Геология и геофизика, № 8 (1970). ¹³ W. S. Fyfe, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, v. 273, № 1235 (1973). ¹⁴ O. C. Hilgenberg, Geol. Rundschau, B. 55, № 3 (1966).