

О термодинамической эволюции земной коры и тектонике плит

© Р. Я. Белевцев, В. И. Блажко, С. И. Терещенко, 2016

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина
Поступила 5 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

На основі термодинамічного аналізу геологічної будови, *РТ*-умов в земній корі та сил, що зумовлюють дрейф тектонічних материкових та океанічних плит, представлено фізико-хімічні закономірності еволюції геосфер. Ці переважно космічні сили пов'язані з обертанням Землі навколо своєї осі, із силами поверхневої гравітації Землі, Сонцем та Луною, а також із сусідніми плитами. В екваторіальних широтах сили обертання перевищують сил тяжіння на поверхні Землі і зміщують плити до екватора. Найстійкіший материк — Африка, який пов'язаний з максимальним притяганням до Сонця у перигелії еліптичної орбіти Землі, тому дрейф плит по поверхні Землі йде від Африки до Тихого океану. Тектоніка плит перш за все залежить від пластичності їхніх підшов, які в археї були магматичними, а з фанерозою охололи з формуванням пластичних тальк-серпентинітових підшов, унаслідок чого у фанерозої, особливо з юри, активізується плитовий мобілізм, про що свідчить приуроченість землетрусів до меж плит. Рухливі зони осадонагромадження під час еволюції стають складчастими системами, які значно менші по площині, що також свідчить про тектоніку плит. Океанічні плити мають невелику товщину, але значний температурний градієнт, тому з мезозою в них з мантийного ультрабазиту виплавляються базальтові магми, конвекція яких сприяє дрейфу та спредингу океанічних плит по магматичній підшві та материкових плит по тальк-серпентинітовій підшві від серединно-океанічних рифтів. Так відкриваються Атлантичний та Індійський океани і закривається Тихий океан. На Марсі в докембрії була активна і подібна земній тектоніка плит, які переважно розміщувалися в екваторіальній зоні, а також плита на південному полюсі. З тектонікою плит пов'язано багато проблем земної кори, мантиї, корисних копалин, гідросфери, вулканізму, землетрусів, атмосфери, біосфери, палеокліматології та екології.

Ключові слова: тектоніка материкових та океанічних плит, термодинаміка, земна кора, мантия, еволюція геосфер, сили мобілізму, еліптична орбіта Землі, гравітація, підшови плит, землетруси, дрейф континентів, складчасті системи, серединно-океанічні рифти.

Введение. Тектоника плит, т. е. представления о дрейфе литосферных плит (его скорости, направленности, возрасте, причинах), является одной из актуальнейших задач наук о Земле — геологии, геофизики, геохимии, астрофизики, климатологии, биологии и экологии, поскольку затрагивает практически все стороны человеческих проблем, особенно в аспектах их прогнозирования. Впервые она была сформулирована А. Вегенером в первых десятилетиях XX в. [Вегенер, 1984]. Ей посвящено много публикаций, идет бурная научная дискуссия и высказывается много различных фиксистских и мобилистских гипотез. Это связано со сложностью обсуждаемых проблем, таких как землетрясения, вулканизм, наводнения, энергетика, экология, особенно в активных зонах океанических побережий, внутренних

морях, островах, например в Японии, Калифорнии и др.

Фиксисты выступают с позиций эволюции подвижных зон как геосинклиналей, где преобладают вертикальные тектонические движения во впадинах с накоплением осадков, после чего опускание дна впадин сменяется поднятием с образованием горных складчатых структур [Гордиенко, 2013], хотя при анализе таких структур в подвижных зонах всегда наблюдаются значительные горизонтальные тектонические перемещения поперек этих зон, поскольку образующиеся смятые в складчатые структуры осадочные породы занимают значительно меньшую площадь, чем сами геосинклинальные прогибы. Например, по данным бурения Криворожской сверхглубокой скважины, если выпрямить крутозалегающие



Рис. 1. Крупные землетрясения приуроченные к границам дрейфующих тектонических плит.

пластовые тела железистых кварцитов, сланцев, кварцитов и карбонатных толщ, то ширина прогиба их отложения должна быть большей примерно в три раза. Для сложноскладчатых флишевых толщ, например Карпат, ширина подвижного прогиба при осадконакоплении должна быть в несколько раз (возможно, в десятки раз) большей, чем ширина современных Карпатских гор.

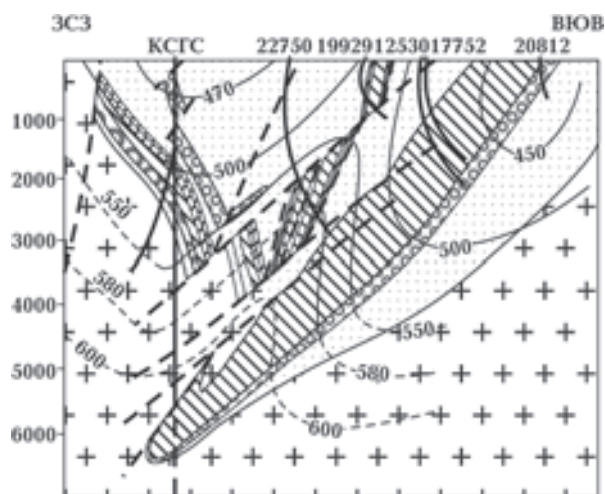


Рис. 2. Криворожская сверхглубокая скважина (глубина 5432 м) с изолиниями метаморфических температур (заключена в 1995 г.) [Курлов и др., 1997].

Кроме того, существует много данных, свидетельствующих о принципиальной обоснованности дрейфа тектонических плит: палео-

магнетизм (полосовые магнитные аномалии на дне океанов), климатология, землетрясения по границам плит, совпадение очертаний материков, сокращение ширины подвижных зон со смятыми складчатыми осадочными толщами при их закрытии, выявление современными наблюдениями со спутников действительных перемещений плит со скоростью около 1 см/год, обогащение вулканитов островных дуг изотопом Ве-10 и другие данные, противоречащие фиксизму.

Однако много замечаний и к мобилистам, которые изучают тектонику плит лишь с верхнего палеозоя (с карбона), в то время как земная кора образовалась в докембрии (с архея — 3,8 млрд. лет назад) и важно проследить ее раннюю эволюцию.

Мобилисты мало уделяют внимания силам, которые вызывают движение плит, а также их направленности, т. е. не отслеживаются закономерности тектоники плит [Гинтов и др., 2014]. Остается не выясненной коренная закономерность и вопрос: почему?

Также мало уделяется внимания еще одной важной проблеме — подошвам плит с низким трением, по которым они скользят. Если речь идет о магматической конвекции, то она маловероятна, особенно для мощных материковых плит, поскольку высокое давление препятствует образованию магматических расплавов. К тому же с глубиной уменьшается содержание газов, особенно воды, которая способствует плавлению, на глубине подошв плит темпе-

ратура для этого процесса недостаточна. В материковых плитах по данным сверхглубокого бурения геотермический градиент составляет 10—15 град/км, что слишком мало для плавления на больших глубинах [Мейсон, 1971].

О термодинамических условиях в земной коре континентов. Средняя мощность земной коры составляет на материках от 35 до 60 км в подвижных зонах, для всей Земли — 17 км. Земная кора материков разделяется на две примерно равные по мощности части: гранитную и габброидную. Верхняя гранитная часть земной коры имеет плотность (d) около 2,6 г/см³, нижняя габброидная — 3,0 г/см³. Средний удельный вес земной коры около 2,8 г/см³, а общая масса около $2,2 \cdot 10^{22}$ кг. Средняя высота материков над уровнем океана 875 м, масса осадков около $1,7 \cdot 10^{21}$ кг, $d=2,65$ г/см³. Мощность океанической коры 5—10 км, представлена только габброидами. Масса гидросферы $1,4 \cdot 10^{21}$ кг. Площадь океана занимает 70 % (средняя глубина 3800 м), суши — 30 %. Земная кора Украинского щита (УЩ) общей мощностью до 30—50 км представлена верхней гранитной корой мощностью около 10—20 км и нижней габброидной корой мощностью 20—30 км.

Данные о термодинамических свойствах внешних геосфер представлены в табл. 1. По данным сверхглубокого бурения температурный градиент в земной коре 10—50 град/км (в среднем 30 град/км), на континенте 10—15 град/км (рис. 2). При докембрийском метаморфизме гранулитовой и амфиболитовой фаций температурный градиент составлял 30—50 град/км, температура в основании земной коры достигала 1000—1200 °С при весьма низком давлении воды.

Флюидное давление при метаморфизме, а также давление водного газа (P_{H_2O}) было примерно равным общему давлению ($P_{общ}$), но при выплавлении магматических расплавов в материковой коре (гранитообразовании) P_{H_2O} часто было меньшим $P_{общ}$ [Белевцев, 2008]. В этом случае образование гранитных

расплавов (мigmatитов) часто осуществлялось при повышении температуры до 800 °С при $P_{H_2O}/P_{общ}=0,2 \div 0,5$ (рис. 3, 4).

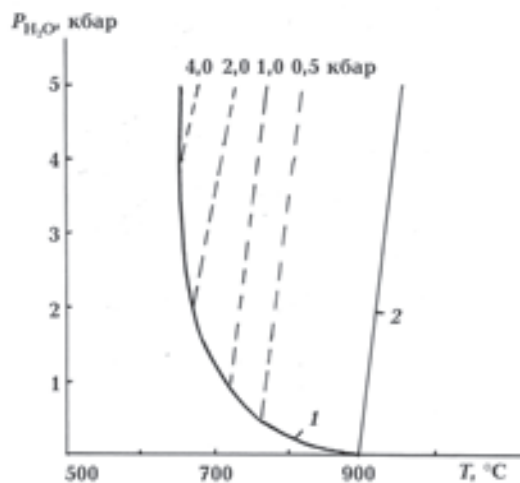


Рис. 3. РТ-диаграмма начала плавления в гранитной системе: 1 — при избытке воды, 2 — линия солидуса сухого адамеллита. Пунктиром проведены линии начала плавления при фиксированном P_{H_2O} .

Вероятно, подошва современной материковой земной коры сложена ультрабазитами с серпентином и тальком, которые образуются при температурах более 300—500 °С на глубине 30 км при наличии воды. При драгировании на НИС «Академик Вернадский» с поверхности Аравийско-Индийского и Атлантического срединно-океанических хребтов было поднято много образцов серпентинизированных перidotитов, часто с тальком и хлоритом [Белевцев и др., 1979].

Эти породы составляют подошву земной коры с низким трением, по которой тектонические плиты могут перемещаться по мантии. Океаническая кора резко отличается от материковой. Она менее мощная (5—10 км), имеет значительный температурный градиент (око-

Т а б л и ц а 1. Термические свойства внешних геосфер в докембрии [Белевцев, 2012]

Термические свойства геосфер	Земная кора, гранит	Газоводная атмосфера, 3,8—2,8 млн лет	Океан (вода), 2,8—1,7 млн лет
Теплопроводность, Вт/(м·град)	2,3	0,1	0,56
Температуропроводность, м ² /с	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$
Температурный градиент, град/км	10—100	7	2
Теплопоток, мВт/м ²	60	0,7	1,1

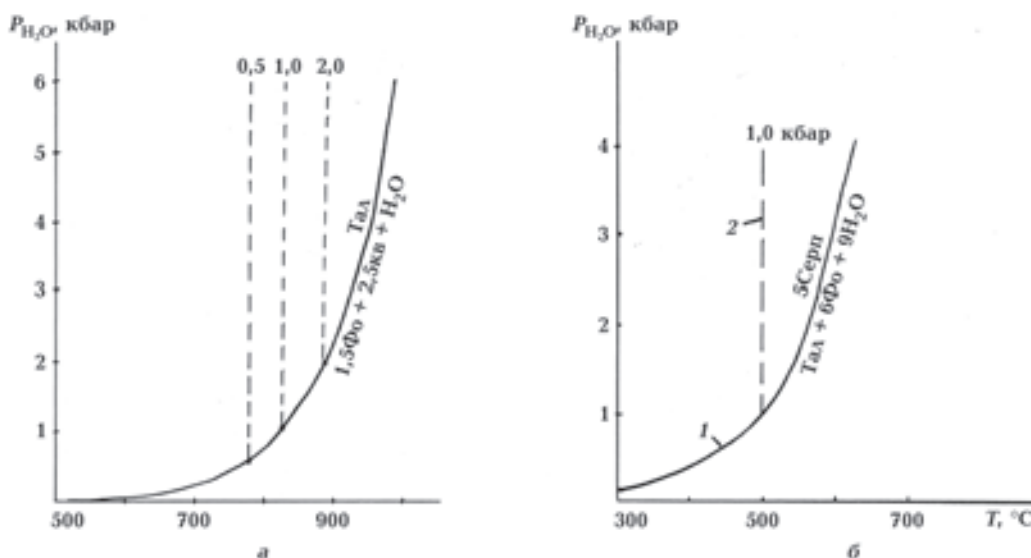


Рис. 4. PT -кривые равновесий: а — тальк=форстерит+кварц+ H_2O , б — серпентин=форстерит+тальк+ H_2O . Пунктиром проведены изолинии давления воды.

ло 100 град/км), сложена габбро-базальтами, а подстилается ультрабазитовой океанической мантией.

Основные особенности геологических структур на территории Украины. Архейская гранитоидная кора УЩ в Криворожье, Среднем Приднепровье и Западном Приазовье представлена гранитоидами и гранитогнейсами, которые секутся субмеридиональными, реже северо-западными и северо-восточными крутозалегающими телами габбро-перидотитов и гипербазитов мощностью до нескольких сотен метров, а также телами железистых кварцитов. Остальная (преобладающая) часть земной коры сложена архейскими и раннепротерозойскими крутозалегающими плагиогранитогнейсами с отдельными телами основных карбонатных пород и кварцитов. Имеются интрузивные тела позднепротерозойских (2—1,7 млрд лет) гранитов Новоукраинского, Кировоградского и Корсунь-Новомиргородского массивов, иногда с массивами габбро. Овручская рифейская структура на северо-западе щита сложена преимущественно кварцитами и имеет субширотное простирание (рис. 5).

С запада и юго-запада УЩ обрамляется крутозалегающими венд-нижнепалеозойскими — силур-карбонowymi осадочными толщами Волыно-Подольской (Скифской) структуры (мощностью 1500 м); с северо-востока — синклинальной структурой Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) с толщами от девона до юры. Восточнее и юго-восточнее УЩ располагают-

ся широтные складчатые структуры Кавказа с возрастом девон—юра, надвинутыми на северную Европейскую платформу. Крым с толщами от перми до неогена, вероятно, был отодвинут от УЩ в период образования впадины Черного моря. На юго-западе Украины находятся Карпаты с меловыми флишевыми и палеоген-неогеновыми толщами, образующими складчатые структуры северо-западного простирания. Они надвинуты на северо-восток и смяты сдвинутыми платформами. В Закарпатье проявлен неогеновый вулканизм.

При движении плит преобладают северо-восточные направления перемещения тектонических плит, возможно связанные с открытием Средиземного и Черного морей, а также с перемещением Аравийской и Паннонской плит и формированием Альп. Скорее всего, плиты «догоняют» друг друга, неравномерно двигаясь в одном направлении (преимущественно на северо-восток), хотя возможны и другие векторы движения.

Очевидна сложная история перемещения тектонических плит Украины в фанерозое.

Подвижные зоны открываются с накоплением толщ осадков, а затем закрываются, сминая эти толщи в складки и образуя горы. Здесь действуют несколько сил с разными направлениями, которые то ускоряют, то замедляют движения материковых плит.

О силах и направлениях (векторах) дрейфа тектонических плит. Силы, перемещающие плиты и направленные вдоль поверхности



Рис. 5. Геологическая карта Украинского щита с преобладающими архейскими плагиогранитами (черное), которые обрамляются молодыми складчатыми структурами ДДВ (с северо-востока), Карпатами (с запада) и Крымом (с юга) [Атлас..., 2001].

планеты, являются прежде всего космическими силами: 1) силы, возникающие при вращении Земли вокруг своей оси (F_1) и направленные к экватору; 2) силы притяжения поверхностных плит или силы тяжести в зависимости от радиуса Земли (F_2), которые смещают плиты к полюсу; 3) сила притяжения Солнца (F_3) при обращении Земли вокруг него; 4) сила притяжения Луны (F_4). Возможны и другие силы — взаимного притяжения тектонических плит под влиянием земных поверхностных сил гравитации (F_5). Все эти силы могут перемещать плиты в сторону большей силы, конечно, при наличии пластичных легко скользящих подошв плит.

Благодаря вращению Земли вокруг своей оси все тела на ее поверхности стремятся двигаться к экватору. При этом перемещении тела испытывают также силы Кориолиса, которые смещают их по широте. Например, подмывается правый берег рек в Северном полушарии и левый берег в Южном.

Сила вращения Земли с запада на восток определяется по формуле: $F_1 = V^2/R$, где V — скорость вращения точки на поверхности Земли (на экваторе она максимальна и равна 463,6 м/с). Экваториальный радиус Земли 6378,24 км. Поэтому на экваторе эта сила составляет $3,37 \cdot 10^{-2}$ Н, а на полюсе равна нулю (табл. 2).

По данным табл. 2 от полюса до экватора сила F_1 увеличивается особенно резко от Северного тропика до средних широт (до 45°) и максимальна в южных широтах (от 30 до 0°), где $F_1 = 0,032 \div 0,0337$ Н.

Сила тяжести на поверхности Земли (F_2) максимальна на полюсе и минимальна на экваторе. На полюсе радиус Земли равен 6356,86 км, сила тяжести: $F_2^{\text{п}} = -G \cdot M_z / R^2 = 9,9038$ Н (где $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$ — гравитационная постоянная, M_z — масса Земли, а R — радиус). Экваториальный радиус Земли равен 6378,26 км, сила тяжести на экваторе $F_2^{\text{э}} = 9,8372$ Н.

Однако радиус эллипсоида вращения, ко-

Т а б л и ц а 2. Силы на поверхности Земли (F_1) при ее вращении вокруг оси для разных широт и изменение силы тяжести (F_2) в зависимости от радиуса Земли на полюсе и на экваторе ($F_2^n - F_2^э$) $F_2^n = 0,066$ Н

Широта, град	Скорость по широте, м/с	Радиус вращения, км	Сила вращения по широте F_1 , Н	Радиус Земли R , км	Сила тяжести на широтах, Н $\Delta F_2 = F_2^n - F_2^э$	Изменение силы тяж ести от полюса до экватора, Н $F_1 - \Delta F_2$
80	58	796	0,0042	6357,2	0,0653	-0,0611
70	125	1724	0,0091	6358,2	0,062	-0,0529
66,23 Северный тропик	137	1890	0,010	0,060		-0,050
60	202	2818	0,0145	6359,7	0,057	-0,042
50	287	3945	0,021	6361,9	0,050	-0,029
45	325	4475	0,024		0,046	-0,022
40	361	4973	0,026	6364,5	0,042	-0,016
30	412	5669	0,03	6367,6	0,033	-0,003
23,67 Южный тропик	439	6034	0,032	0,028		+0,004
20	446	6133	0,0324	6370,9	0,025	+0,0074
10	458	6300	0,0333	6374,5	0,010	+0,023
0	464	6378	0,0337	6378,26	0	+0,0337

торым является Земля, изменяется от полюса к экватору в зависимости от широты неравномерно, несколько увеличиваясь при одинаковом изменении широтного угла. Изменение радиуса Земли зависит от синуса широтного угла V (от 90° на полюсе до 0° на экваторе), радиуса на экваторе ($R_э$) и эксцентриситета (e) эллипсоидного тела Земли:

$$R = R_э / (1 + e \sin V), \quad (1)$$

где

$$e = (R_э - R_п) / R_э = 21,38 / 6378,24 = 0,003363.$$

Из этой формулы определены радиусы на разных широтах: $R_{80} = 6357,19$; $R_{70} = 6358,15$; $R_{60} = 6359,72$; $R_{50} = 6361,85$; $R_{40} = 6364,48$; $R_{30} = 6367,57$; $R_{20} = 6370,91$; $R_{10} = 6374,52$.

Изменение силы тяжести (ΔF_2) от полюса до экватора определяется по разнице между силой тяжести на широте и на экваторе: $\Delta F_2 = F_2^n - F_2^э$. А разница между ΔF_2 и силой вращения F_1 положительна выше широты 30° , где ΔF_2 больше, чем сила вращения F_1 , и отрицательна для экваториальных широт (см. табл. 2). Расчеты свидетельствуют о том, что в средних и высоких широтах плиты будут двигаться к полюсу, а южнее широты 30° — к

экватору, хотя высокие материковые плиты смещаются к экватору уже с широты 40° .

Этим можно объяснить образование Средиземного моря, по которому Европа отделилась от устойчивой Африки, а также положение высокой материковой Евразийской плиты, которая переместилась на север, но не заняла Северный полюс. Материковая плита Антарктиды, которая заняла Южный полюс, лишь незначительно поднималась над уровнем океана, а современная ее поверхность образовалась благодаря леднику.

Теперь о притяжении Земли Солнцем. Сила притяжения Солнца (F_3) определяется по формуле: $F_3 = -G \cdot M_c / R^2$, где M_c — масса Солнца ($2 \cdot 10^{30}$ кг), а R — расстояние от Земли до Солнца. Земля обращается вокруг Солнца по орбите против часовой стрелки, т. е. с запада на восток, с силой притяжения Солнца, которая в начале января по Южному тропику максимальна: $F_3 = 6,17 \cdot 10^{-3}$ Н, поскольку Земля находится в перигелии околосолнечной орбиты, равном 147,1 млн км. В начале июля афелий околосолнечной орбиты Земли составляет 152,1 млн км и притяжение Земли Солнцем минимально: $F_3 = 5,77 \cdot 10^{-3}$ Н. Притяжение Солнца вызывает

на Земле приливные силы, стремящиеся переместить поверхностный покров и тектонические плиты с востока на запад.

При взаимном влиянии сил F_1 , F_2 и F_3 происходят сложные движения плит по поверхности Земли. В срединно-океанических рифтах движущей силой, поднимающей базальтовые магмы, является вращение Земли вокруг своей оси (сила F_1), которая направлена снизу вверх, а также низкая плотность и вязкость магмы. Заметна здесь также сила притяжения Солнца (F_3), особенно в перигелии.

Значительное притяжение Солнцем материковых плит, в частности Африки, а также разница в высоте соседствующих материковой и океанической плит могут вызвать раздвигание континентов благодаря конвекции магмы в срединно-океанических рифтах. Дело в том, что между крупными и гористыми материковыми плитами всегда существовали достаточно глубокие проливы с океанической корой.

Притяжение Луной тектонических плит невелико: $F_4 = 3,3 \cdot 10^{-5}$ Н. Эта сила на два порядка меньше, чем сила притяжения Солнца, но близка к ней по направлению.

Кроме космических сил на дрейф плит могут повлиять взаимные притяжения плит (F_5) по поверхности Земли и прежде всего притяжение крупной плиты. Хотя и для этого процесса также необходимо наличие пластичных подошв плит.

В раннем докембрии (в архее) плиты могли легко перемещаться по магмосфере при температуре порядка 800—1000 °С и высоком давлении воды. Однако с позднего докембрия (с нижнего протерозоя), когда вся земная кора и верхняя мантия при понижении температуры и содержания воды закристаллизовались, горизонтальные движения плит стали невозможны. Породы земной коры также были деформированы субвертикальными меридиональными зонами разломов и подверглись интенсивному региональному метаморфизму преимущественно амфиболитовой и гранулитовой фаций [Белевцев, 1975, 1982]. Температура земной коры постепенно снижалась и при 400—600 °С при соответствующем давлении воды 2—0,5 кбар мантийные форстеритовые ультрабазиты переработались в пластичные тальк-серпентинитовые сланцы (см. рис. 4). Такие сланцы были подняты драгой с поверхности срединно-океанических Аравийско-Индийского и Атлантического хребтов [Белевцев и др., 1979, 1985].

Можно проследить, например, за изменением температуры при охлаждении подошвы земной коры от 800 °С при формировании архейской плагиогранитной коры до 400 °С, которая примерно соответствует образованию ее серпентинитовой подошвы, когда начала распадаться Пангея в карбоне, по критическому уравнению остывания нагретого тела: $T = T_0 \cdot e^{-kt}$, или $\ln T_0 - \ln T = kt$, где T_0 — начальная температура (1000 °С или 1273 К), T — конечная температура (400 °С или 673 К), t — продолжительность остывания от 3,8 до 0,3 млн лет, k — константа скорости остывания, равная 0,28 (рис. 6).

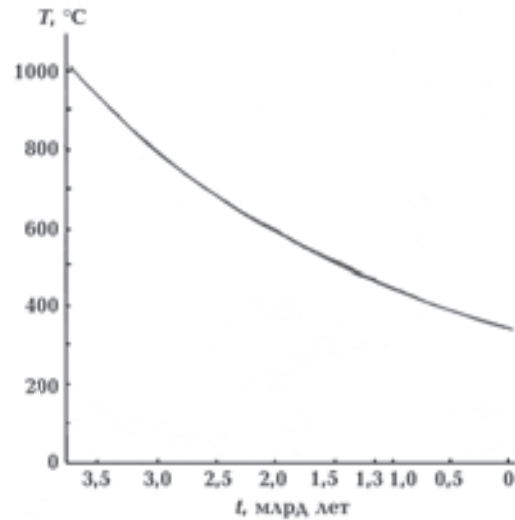


Рис. 6. Изменение температуры подошвы земной коры от докембрия.

На докембрийских щитах известны архейские меридиональные и крутозалегающие интрузии ультрабазитов и железисто-кремнистых пород, которые на УЩ расположены в Криворожье, Среднем Приднепровье и Западном Приазовье и фиксируют глубинные разломы в земной коре и мантии. Они уходят на большие глубины и свидетельствуют о довольно быстром архейском формировании первичной земной коры.

Сила притяжения Солнца в перигелии орбиты (147,1 млн км) составляет $F_3 = 6,17 \cdot 10^{-3}$ Н, а в начале июня в афелии (152,1 млн км) уменьшается до $5,77 \cdot 10^{-3}$ Н. Разница составляет $4 \cdot 10^{-4}$ Н или около 7 % этих сил (рис. 7).

От Африки (как самой устойчивой перигелиевой материковой плиты) перемещаются другие материковые плиты: Америка — на запад с открытием Атлантического океана по

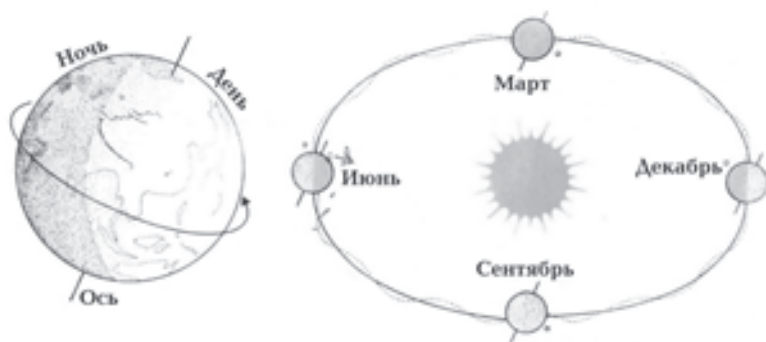


Рис. 7. Обращение Земли вокруг Солнца. Эксцентриситет орбиты $e=0,0167$, $c=2,5$ млн км, афелий в июле составляет 152,1 млн км, $V_a=29,6$ км/с, перигелий в январе — $c=147,1$ млн км, $V_p=30,1$ км/с. Ось вращения эллиптической земной орбиты для весны и осени — 149,6 млн км, $V=29,85$ км/с.

Срединно-Атлантическому рифту, а восточнее Африки по Аравийско-Индийскому рифту раскрывается Индийский океан уже при общем движении плит на восток (рис. 8).

Именно Африка находится в положении максимально притягивающейся к Солнцу устойчивой плиты. Она (точнее пустыня Ка-

лахари на Южном тропике) наиболее приближена к Солнцу в начале января на расстояние 147,1 млн км и с наибольшей силой притягивается Солнцем ($F_3=6,17 \cdot 10^{-3}$ Н).

В основном эти силы действуют в меридиональном направлении к экватору, собирая плиты. Поэтому в зоне экватора сосредотачивалась преимущественная масса земной коры, а также Пангея, по Вегенеру. Это происходило в архее по магмосфере. За-

тем магмосфера закристаллизовалась, появилась первая суша и начались дрейфы отдельных материковых плит уже в фанерозое в связи с формированием пластичных серпентинитовых подошв тектонических плит.

Остановимся несколько подробнее на образовании срединно-океанических хребтов

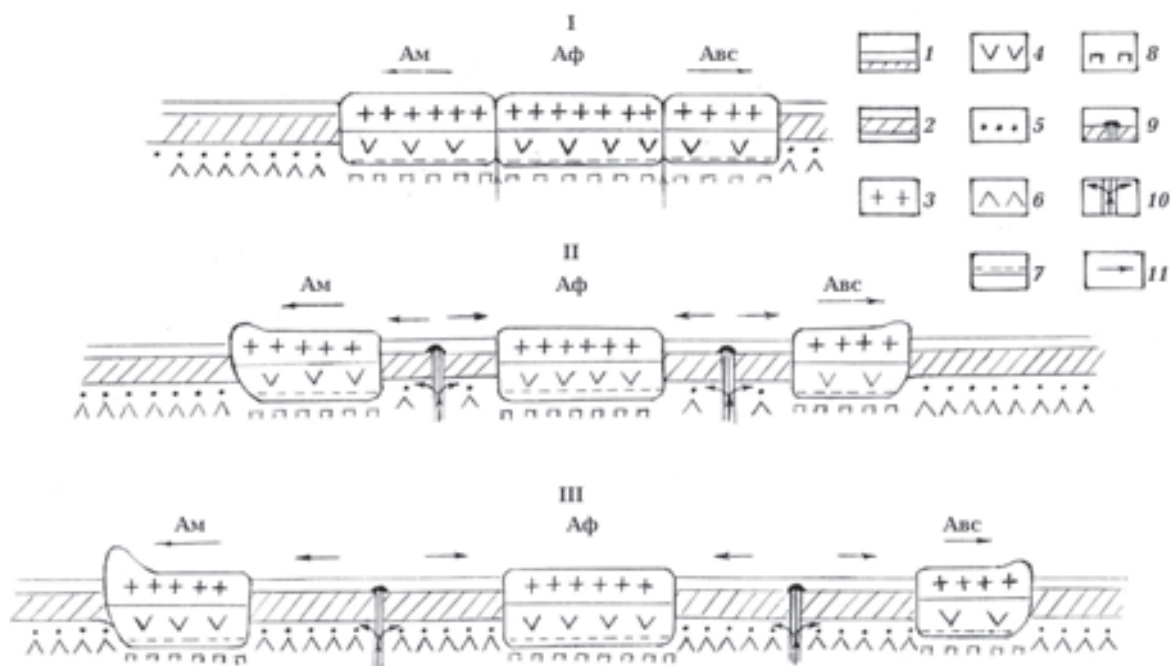


Рис. 8. Принципиальная схема дрейфа литосферных плит при раскрытии Атлантического и Индийского океанов: I — мезозой — юра, мел (возраст 135—150 млн лет); II — начало кайнозоя (65 млн лет), III — современность; 1 — океан над океанической плитой; 2 — габбро-базальтовая океаническая плита; 3 — гранитная часть материковой плиты; 4 — габбровая часть материковой коры; 5 — магматическая базальтоидная подошва океанической плиты; 6 — океаническая ультрабазитовая мантия; 7 — материковая перидотитовая мантия; 8 — срединно-океанический хребет; 9 — раздвигание океанических плит по срединно-океаническому рифту; 10 — тальк-серпентинитовая подошва материковых плит; 11 — направление (вектор) движения плит. Материковые плиты: Ам — Америка, Аф — Африка, Авс — Австралия. Между Африкой и Америкой — Атлантический океан, а между Африкой и Австралией — Индийский.

и спрединге океанической коры. В мезозое (в юре и мелу) началась интенсивная тектоника плит с распадом Пангеи, со спредингом крупных материковых плит и раскрытием новых океанов — Атлантического и Индийского. Этот процесс связывают с образованием срединно-океанических хребтов, обрамляющих Африку — Атлантического (с запада) и Аравийско-Индийского (с востока). Эти хребты представляют собой срединно-океанические рифтовые долины, в обе стороны от которых раздвигается океаническая кора и материковые плиты удаляются одна от другой, раскрывая океаны. В Атлантике Африка удаляется от срединного хребта на восток, а Южная Америка — на запад, также двигается Европа от Северной Америки (см. рис. 8). В Индийском океане Африка удаляется от Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта на запад, а Австралия на восток. Однако Африка не может одновременно удаляться от Срединно-Атлантического хребта на восток и от Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта на запад. В этом случае она бы превратилась в высокогорную систему, но этого не происходит.

Видимо, раздвиг (или спрединг) между Америкой и Африкой начался в мезозое по зоне разлома между ними из-за движения Американской материковой плиты на восток от устойчивой Африканской плиты, а Австралии на восток под действием силы притяжения Солнца при его движении по эллиптической орбите от перигелия к афелию (см. рис. 8). В этот разлом из мантии интродуцировала базальтовая магма, и при раздвижении плит между материковыми плитами стала образовываться океаническая плита. Понятно, что материковые плиты имели большую мощность (около 30 км) и поднимались над уровнем океана примерно на 1—2 км, а вновь образованная океаническая плита погрузилась под уровень океана на 2—4 км, ее мощность не превышала 10 км. Это означает, что океаническая кора между материковыми плитами ближе к центру Земли, а материковая кора дальше. Следовательно, земной радиус для океанической коры и в срединно-океаническом рифте меньше, а сила тяжести (ΔF_2), которая больше, чем у материковой коры, а также сила F_1 вращения Земли (см. табл. 2) будут способствовать поднятию базальтовой магмы в срединно-океаническом рифте, расширению океанической коры и раздвигу материковых плит. При этом океанические плиты будут двигаться по магме, а

материковые — по серпентиновой подошве. Во вновь образованной океанической коре между раздвигающимися материковыми плитами был значительный температурный градиент (около 100 град/км) и поэтому температура на их подошве достигла 1000—1200 °С. При такой температуре из мантийного ультрабазита выплавляется глубинная базальтовая магма, конвекция которой способствует дрейфу океанических плит по магматической подошве. А материковые плиты двигались не по магме, а по пластичному серпентинизированному мантийному ультрабазиту подошвы.

Сам срединно-океанический хребет или рифт образовался над глубинным разломом, по которому снизу конвектировала базальтовая магма при раздвиге материковых плит, и все время, видимо, смещался за движущейся материковой плитой (Американской в Атлантике или Индийско-Австралийской в Индийском океане) в том же направлении по зонам трансформных поперечных разломов.

Так движется Американский континент, надвигаясь на океаническую плиту Тихого океана, а Тихоокеаническая плита поддвигается под Евразийскую материковую плиту. У Земли к экватору между экваториальными тропиками приурочивается 35—40 % площади плит, в северных средних широтах между тропиками — 30 %, в высоких северных широтах — 12 % (до 80°), в южных высоких широтах — 10 %, на Южном полюсе — 8 %. Причем на Южном полюсе располагается материковая плита, а на Северном — океан.

По границам плит регистрируются землетрясения и вулканическая деятельность. В то же время на противоположной стороне планеты на северо-западе Тихого океана в районе Гавайских островов и Северо-Западной котловины располагается область влияния афелия орбиты Земли с минимальным притяжением к Солнцу и с наименьшей устойчивостью на поверхности Земли.

Отсюда вывод: плиты молодой закристаллизовавшейся еще в раннем докембрии земной коры, перемещаясь по магматическому основанию мантии, сосредоточились в раннем докембрии преимущественно в средних широтах и экваториальной зоне в виде одной крупной материковой плиты Пангеи. И лишь в фанерозое начался активный мобилизм — «разбегание» отдельных тектонических плит, который привел к современному расположению этих плит. Они и в настоящее время продолжают свой дрейф.

Также можно проследить дрейф Индийской плиты от палеоцена до современности под влиянием силы притяжения крупной Азиатской плиты. В палеоцене 60 млн лет назад Индийская плита была на экваторе на расстоянии примерно 3000 км от настоящего положения Индии на 20° с.ш. (рис. 9—11). Сила вращения Земли F_1 на экваторе составляет 0,0337 Н, а на 20° с.ш. — 0,0324 Н. Поэтому для того чтобы переместить Индию на север к Азиатской плите, необходимо изменение F_1 больше чем на 0,0013 Н. Если принять массу Индийской плиты равной $3 \cdot 10^{20}$ кг, а массу Азиатской плиты — 10^{21} кг, то сила притяжения Индийской плиты к Азиатской (F_2) составит $6,67 \cdot 10^{-11} \times 10^{21} \text{ кг} / (3 \cdot 10^6 \text{ м})^2 = 0,0074 \text{ Н}$. Эта приближенная величина в 5,7 раз больше необходимой силы для перемещения Индийской плиты на север к Азии. По-видимому, из-за этого Индийская плита продолжает давить на Азиатскую плиту с образованием Гималайских гор. С юры подошва Индийской плиты остыла с образованием серпентинитовой мантии, что позволило начать дрейф этой плиты. Векторы тектонических плит показаны на рис. 9.



Рис. 9. Направления дрейфа современных тектонических плит (по Р. Дитцу и И. Холдену, 1972).

О геолого-термодинамической эволюции геосфер и тектонических плит. Рассмотрим геологическую историю и термодинамическую эволюцию геосфер и тектоники плит с докембрия с увеличением материковых плит по площади и высоте, PT -условия геохимических процессов при дрейфе литосферных плит, вулканизме, магматическую конвекцию в плитах, образование алмазов и др. Эти вопросы включают в себя также генезис и термодинамическую эволюцию внешних геосфер, в том числе эволюцию гранитной земной коры,

метаморфизм, магматизм, метасоматоз и рудообразование, а также процессы в верхней мантии при ликвационно-магматическом генезисе железистых кварцитов в средней мантии, генезис гидросферы, атмосферы, свободного кислорода, биосферы, палеоклиматологию, экологию и т. д.

Тектоника плит геологическими и геофизическими методами рассматривалась лишь со среднего палеозоя (с карбона или юры). Уже тогда материк Пангея, который затем распался на множество материков и плит, был цельным. Однако первая плагиогранитоидная кора по всей планете закристаллизовалась из первичной коровой магмы еще в нижнем архее 3,5—3,0 млрд лет назад. Затем она остыла, в нижнем протерозое появился кислый океан, первичная кора растрескалась и была интродуцирована по зонам разломов ультраосновной верхнемантийной магмой, а затем и железисто-кварцевой срединномантийной магмой, что отчетливо проявилось в докембрии Кривбасса и Приднепровья. В докембрии происходила сложная эволюция первичной коры: ее сжатие, метаморфизм, дробление коры и переме-

щение отдельных плит. Видимо, тектонические плиты в архее занимали большую площадь, были более подвижными и объединились в Пангею. В рифее соленые воды океана нейтрализовались с появлением первой суши, первых осадочных пород и абиогенного свободного кислорода [Белевцев, 2011]. И лишь с юры началось активное выделение отдельных плит из Гондваны (см. рис.10, 11).

Эволюция геосфер в раннем докембрии.

Петрографам и геологам-докембристам хорошо известно, что в начальный догеологический катархейский этап (4,5—3,8 млрд лет назад) Земля не содержала твердых пород и была в расплавленном состоянии [Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972; Белевцев и др., 2000, 2007; Белевцев, 2008, 2012]. Об этом свидетельствуют эвтектический минеральный состав кристаллических пород земной коры и мантии, а также отсутствие датировок катархейского этапа. Например, кора быстро остывшей Луны состо-

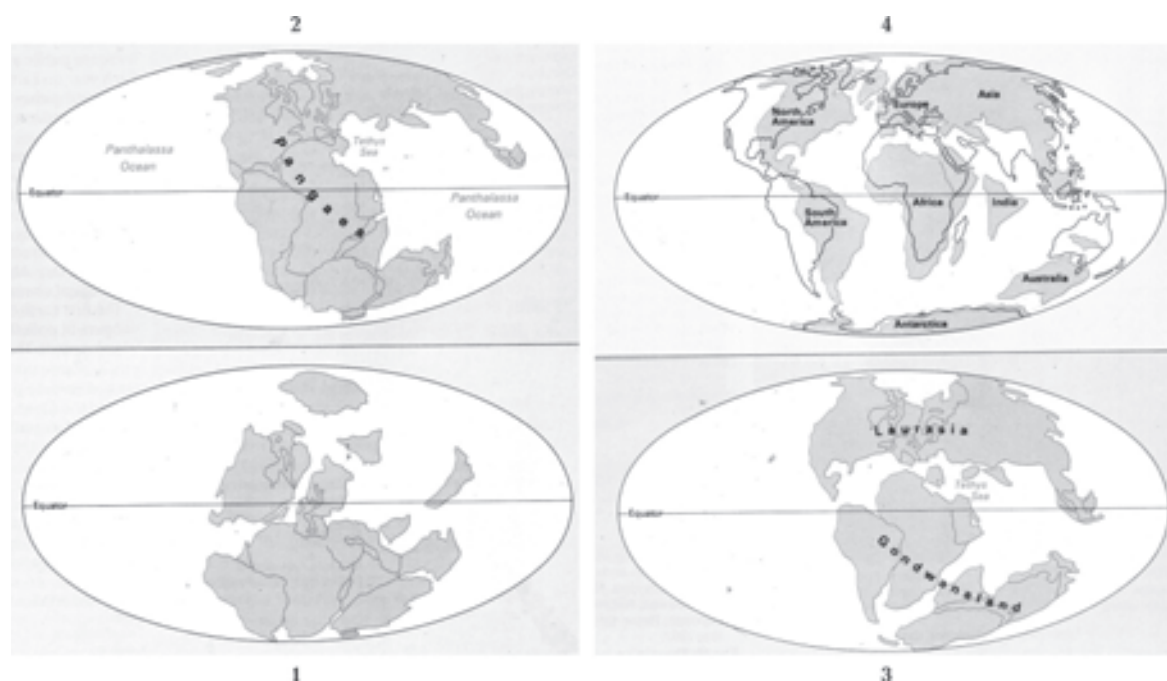


Рис. 10. Эволюция дрейфа материковых тектонических плит: 1 — 360 млн лет назад (карбон), 2 — 180 млн лет назад (юра), 3 — 120 млн лет назад (мел), 4 — 60 млн лет назад (палеоцен и современность) [World..., 2000].

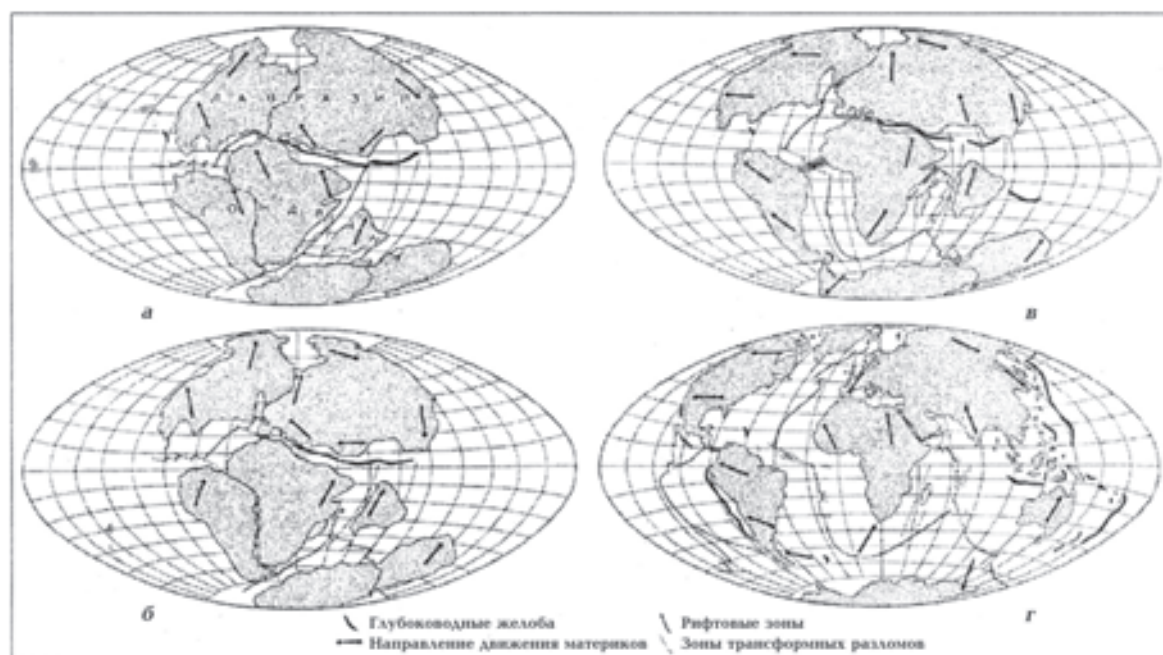


Рис. 11. Дрейф материков (по Р. Дитцу и И. Холдену, 1972): а — 180 млн лет назад (юра), б — 135 млн лет назад (мел), в — 65 млн лет назад (палеоцен), г — современное расположение материков.

ит из магматических анортозитов возрастом 4,4—4,0 млрд лет [Мейсон, 1971; Галкин, 1978]. О магматическом состоянии недр Луны и Земли в катархее также можно судить по сжатию тел этих планет с полюсов и по смещению цен-

тра тяжести Луны к Земле из-за притяжения к последней [Галкин, 1978], что было возможно лишь при расплавленном состоянии недр Луны и благодаря чему к Земле всегда обращена только одна сторона Луны.

Наиболее обоснованной является космогенная гипотеза В. А. Амбарцумяна, С. К. Всехсвятского и других [Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972] об образовании Солнечной системы в результате взрыва звездных систем в центре галактики 4,5 млрд лет назад, вследствие чего все тела Солнечной системы первоначально состояли из звездной материи. Тяжелые элементы образуются только в звездах при реакциях ядерного синтеза в условиях весьма высоких PT -параметров с выделением огромной энергии. Поэтому они весьма устойчивы и имеют большие энергии связи, причем минимальной энергией связи обладает водород как исходный материал ядерного синтеза, а максимальная энергия связи у кислорода, силиция, магния и особенно у железа [Эберт, 1963; Мейсон, 1971; Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972; Полинг, 1974; Войткевич, 1979; Белевцев и др., 2000]. Эти тяжелые элементы могли также образоваться из звездной материи планет при ядерном синтезе на начальных этапах их эволюции как реакция на охлаждение первичной звездной плазмы этих планет с выделением дополнительной энергии [Всехсвятский, 1972]. Эволюция каждого космического тела прежде всего определяется его исходной массой из звездной материи.

Состав магматических геосфер был близок к современному, кроме растворенных в магме газов, главным из которых была вода. В раннем архее коровые плагиограниты были интродуцированы высокотемпературными (порядка 2000 °С) железисто-кремнистыми магмами с глубины более 100 км [Белевцев и др., 2007; Белевцев, 2012]. Теплогенерация при формировании коры связана с распадом радионуклидов, остыванием коры, теплом кристаллизации магмы, уплотнением земной коры и мантии при кристаллизации магматических и газовыделении, что ведет к уменьшению объема и радиуса Земли и выделению гра-

витационной энергии. Приближенный расчет этой гравитационной энергии ($E_{\text{грав}} = 3/5GM^2/R = (3-4)10^{30}$ Дж в архее, где G — гравитационная постоянная, M и R — масса и радиус Земли [Добрецов, 1980]), основан на том, что при кристаллизации магматических их объем уменьшался в среднем на 2 %, а радиус Земли — примерно на 60—100 км. Суммарная выделенная Землей энергия в архее составила около 10^{31} Дж или 10^{22} Дж/год. Это примерно на порядок больше, чем современный тепловой поток с поверхности Земли — 10^{21} Дж/год [Полинг, 1974; Белевцев, 2011, 2012].

Температура земной поверхности при кристаллизации коровой водосодержащей плагиогранитовой магмы 3,8 млрд лет назад была около 800 °С и постепенно опустилась до нормальных значений при литогенезе рифейских овражских кварцитов в кислом океане 1,3—1,0 млрд лет назад [Белевцев, 2011]. Важно определить, когда температура земной поверхности стала ниже критической температуры воды (375 °С), поскольку это вызвало целый ряд важнейших процессов в атмосфере и появлении гидросферы.

Поднятая на поверхность Земли в результате магматической дифференциации в катархее плагиогранитовая (тоналит-гранодиоритовая)

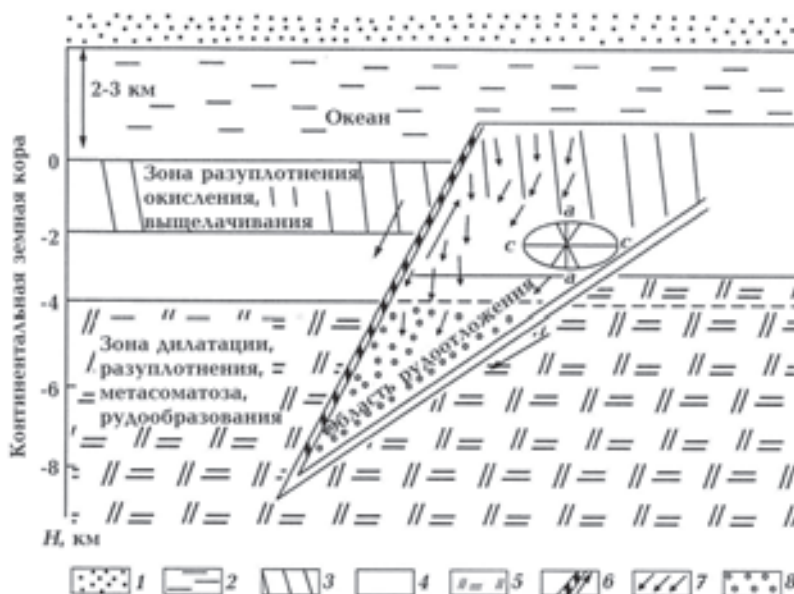


Рис. 12. Разрез через внешние геосферы и принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбит-урановых месторождений УЩ. Показан эллипс напряжений и деформаций с осью растяжения (a) и сжатия (c), а также круговыми сечениями скальзывающих деформаций: 1 — атмосфера, 2 — океан, 3 — зона разуплотнения, окисления и выщелачивания, 4 — зона уплотнения, 5 — зона дилатации, разуплотнения с проявлениями альбитового метасоматоза и уранового рудообразования, 6 — зоны крупных разломов и направление движения блоков, 7 — пути движения инфильтрирующих флюидов, 8 — область метасоматоза и рудоотложения.

магма начала кристаллизоваться 3,8 млрд лет назад с образованием плагиогранитовой земной коры мощностью 10—15 км [Мейсон, 1971; Добрецов, 1980; Carrol, Wyllie, 1989; Ронов и др., 1990; Курлов и др., 1997; Белевцев и др., 2000, 2007; Белевцев, 2008]. Плагиогранитовая магма содержала до 9 % воды, а также около 3 % других газов, прежде всего хлора, подобно вулканическим газам [Мархинин, 1985; Белевцев и др., 2010]. Выделившиеся при кристаллизации архейской коры постмагматические газы должны были составить в архее первичную мощную высокотемпературную существенно газоводную атмосферу с низкой теплопроводностью, которая лишь позже 2,8 млрд лет назад при охлаждении превратилась в кислый океан с выделением свободного атмосферного кислорода по реакции: $\text{Cl}_2(\text{г}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = 2\text{H}^+(\text{в}) + 2\text{Cl}^-(\text{в}) + 0,5\text{O}_2(\text{г})$, где (г) — газ; (ж) — жидкость; (в) — ионы в водном растворе [Белевцев, 2011, 2012].

На рис. 12 показана принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбитит-урановых месторождений УЩ [Белевцев и др., 2007].

Можно так сформулировать генетическую инфильтрационную модель альбитит-уранового рудообразования в позднем протерозое (около 1800 млн лет назад), когда был сформирован кислый океан при окисленной кислородной атмосфере.

1. При растяжении и дроблении земной коры по разломно-трещинным зонам проникают кислые и окисленные океанические воды, которые по пути инфильтрации вначале выщелачивают из вмещающих гранитоидов натрий, кальций, магний и уран, увеличивая пористость пород.

2. Такой водный раствор (флюид) постепенно нейтрализуется, а по мере увеличения его восстановленности на глубинах более 3—4 км и температурах 100—300 °С отлагаются альбит, кальцит и уранинит при реакции флюида с темноцветными минералами.

Эволюция геосфер в фанерозое и тектоника плит. В рифее появляется первая суша, однако вертикальные и горизонтальные движения литосферных блоков имели еще незначительные скорости и было накоплено лишь $250 \cdot 10^{18}$ кг осадков, которые составляют около 15 % всей осадочной толщи неогей [Ронов и др., 1990].

В течение фанерозоя возрастали скорости горизонтальных надвиговых движений блоков коры с увеличением высоты материков и ско-

рости их размыва, которые достигли максимума в кайнозое [Ронов и др., 1990]. Эти движения увеличивали также площадь океанической коры с углублением дна океанов (оно сейчас составляет около 70 % площади планеты), т. е. с активизацией тектоники плит. В свою очередь, с ростом высоты гор на материках увеличивается скорость образования и масса осадочных отложений.

Углубление дна океанов до 5—6 км и более отражает тенденцию выделения гравитационной энергии Земли за счет уменьшения ее радиуса. В фанерозое радиус Земли уменьшился примерно на 2—3 км, что равносильно выделению гравитационной энергии около 10^{29} Дж, а скорость тепловыделения составила 10^{20} Дж/год, что соответствует 1—2 % теплового потока из недр планеты. Если учесть, что активность тектоники плит возросла с кембрия до настоящего времени в 5 раз [Белевцев, 2012], то можно предположить, что сейчас 5—10 % энерговыделения из недр Земли дает тектоника плит, и ее вклад в этот процесс все время увеличивается.

Расширяющееся по зонам спрединга дно океанов поддвигается под материковые и древние океанические блоки по тектонически активным границам литосферных плит, что сопровождается нарастающим со временем гравитационным энерговыделением в виде землетрясений, вулканизма, метаморфизма в подвижных зонах и теплотока через геосферы.

Надо заметить, что океанические плиты имеют небольшую мощность (5—10 км), но значительный температурный градиент (около 100 град/км), поэтому температура на их подошве достигает 1000—1200 °С. Из мантийного ультрабазита выплавляются глубинные базальтовые магмы, конвекция которых способствует дрейфу океанических плит по магматической подошве. Эта базальтовая магма практически не содержит воды, в отличие от магмы вулканов, которая богата водой и другими газами (CO_2 , SO_3), что снижает температуру ее плавления, вызывая взрывы и извержения. Видимо, вулканы связаны с разломными зонами поддвигания обогащенных водой осадочных пород дна океанов на большие глубины в океаническую кору или острова, где и возникает водосодержащая магма, в результате чего в океане поднимаются вулканы и образуются острова.

Поскольку геологическая история Земли определяется развитием ее эволюции как термодинамической системы [Эберт, 1963; По-

линг, 1974; Пригожин, Стенгерс, 1986] — внутренняя энергия Земли постепенно уменьшается и стремится к равновесию с увеличением энтропии, то, вероятно, Земля достигнет состояния планеты Марс, океаны которого высохли, а кислородная атмосфера рассеялась в связи с охлаждением его поверхности. Когда это произойдет, пока не понятно, но такая термодинамическая эволюция Земли неизбежна.

Возникновение жизни. Как известно, белок живых организмов неустойчив при температуре более 60 °С, а для бактерий граничные условия кислотности составляют $pH=2\div3$ [Кузнецов и др., 1962; Гусев, Минеева, 1992]. Считается, что жизнь зародилась в океане в виде анаэробных фотосинтезирующих простейших в условиях, близких к современным тропическим зонам — в слабощелочной соленой воде ($pH=8$, минерализация 3,5 %), нормальной температуре (около 25 °С), но в восстановительной обстановке [Мельник, 1973]. В процессе фотосинтеза эти бактерии выделяли кислород и сформировали кислородсодержащую атмосферу, в которой появились аэробы. Эволюция таких простейших привела к появлению современных теплокровных животных с океанической соленостью крови, как у морских рыб (около 3 %), а также наземных растений. Такие условия на земной поверхности появились в верхнем рифее (1000 млн лет назад), но особенно быстро жизнь стала развиваться в кембрии (570 млн лет назад), все более ускоряя темп вплоть до настоящего времени.

Однако, как показали проведенные исследования, в архее (3,8—2,8 млн лет назад) и раннем протерозое (2,8—1,8 млн лет назад) температура на поверхности Земли была намного выше 100 °С, что неблагоприятно для возникновения жизни. Более того, океан возник лишь в раннем протерозое и до верхнего рифея (до 1,2—1,0 млн лет назад) имел сильноокислую реакцию ($pH=0,15\div2,0$), также неблагоприятную для жизни [Белевцев и др., 2010]. Свободный атмосферный кислород образовался еще в раннем протерозое абиогенным путем, однако его было недостаточно для возникновения жизни, хотя это свидетельствует о том, что фотосинтез не является главным процессом образования атмосферного кислорода. Свободный кислород современной атмосферы после его образования в раннем протерозое большей частью остаточный, хотя частично продолжает генерироваться в результате реакции поствулканического хлора с жидкой водой абиогенным путем. Следовательно, фотосинтез кислорода

растениями — процесс маловероятный, подобное уже предполагалось, исходя из термодинамического анализа этого процесса [Белевцев и др., 2007].

Таким образом, жизнь возникла в верхнем рифее 1200—1000 млн лет назад, когда в океане появились для нее благоприятные условия: нормальная температура воды с $pH=7\div8$ и кислородная атмосфера [Белевцев и др., 2010; Белевцев, 2011, 2012]. Совпали эти условия благодаря остыванию земной коры, образованию атмосферного кислорода, тектонике плит и осадконакоплению в нижнем рифее.

Первыми живыми организмами были литобактерии, которые осуществляли хемосинтез в водоемах. Это прежде всего аэробы, источниками энергии для которых служили реакции окисления метана, водорода, аммиака, закисного железа, серы, органического вещества, а также анаэробы, например сульфатредуцирующие бактерии, которые составили основной эволюционный ряд живых организмов [Кузнецов и др., 1962; Гусев, Минеев, 1992; Белевцев и др., 2007].

Растения и фитобактерии сочетают в себе качества аэробов и анаэробов: ночью они дышат и употребляют кислород, разлагая органику и выделяя энергию реакций окисления, как аэробы, а днем, используя солнечную энергию, образуют органику через реакции восстановления CO_2 и H_2O , выделяя кислород. Следовательно, растения и фитобактерии появились позже аэробов и анаэробов, представляя собой сложное сочетание этих организмов и став наиболее сложным и совершенным результатом эволюции жизни на Земле.

Рифейские осадки. Первые осадки в виде кварцито-песчаников образовались в нижнем рифее 1,6—1,3 млрд лет назад при размыве первой суши, сложенной гранитоидами, поскольку кислая вода океана выщелачивала из них все катионы (преимущественно натрий), а остаточным от того литогенеза был кремнезем кварцитов [Белевцев и др., 2010]. И только в среднем рифее 1,2—1,0 млн лет назад в результате этого литогенеза вода океана была нейтрализована (до $pH=8$) и возникла возможность формирования осадочных известняков и появления жизни.

Образование свободного кислорода в нижнем протерозое подтверждается также появлением в породах земной коры гематита, гетита и обогащение ^{34}S сульфатов, что свидетельствует об окисленных условиях [Ронов и др., 1990].

Можно сделать заключение о балансе

между постмагматическим хлором и новообразованным свободным кислородом в атмосфере и гидросфере Земли. Всего хлора выделилось около $(35\text{--}40)10^{18}$ кг, а свободного кислорода — $(5\text{--}6)10^{18}$ кг [Белевцев, 2012]. Свободный кислород образуется и сейчас в результате выделения хлора и HCl при вулканических извержениях, однако в несравнимо меньших количествах.

Осадконакопление в геологической истории является продолжающимся процессом, который связан с активизацией вертикальных тектонических движений блоков и плит земной коры и с увеличением амплитуды этих движений [Ронов и др., 1990; Белевцев и др., 2010]. Максимальная скорость осадконакопления (за 1 млн лет) в фанерозое: 400—500 м в нижнем палеозое, до 1000 м в мелу и до 1200—1700 м в кайнозое. Эта зависимость имеет сложный характер и ее можно описать параболическими или логарифмическими моделями. По ним максимальная скорость осадконакопления в нижнем рифее была небольшой и составляла меньше 100 м мощности отложений за 1 млн лет. По логарифмической модели зависимость мощности от возраста осадочных отложений (t , млн лет) следующая: $2376,8 - 320,4 \ln t$. Таким образом, максимальная мощность нижнерифейских отложений возрастом 1300—1600 млн лет составляет не больше 80—20 м за 1 млн лет, т. е. для отложений 1000 м кварцито-песчаников овручской серии необходимо больше времени, чем 10—50 млн лет (рис. 13, 14).

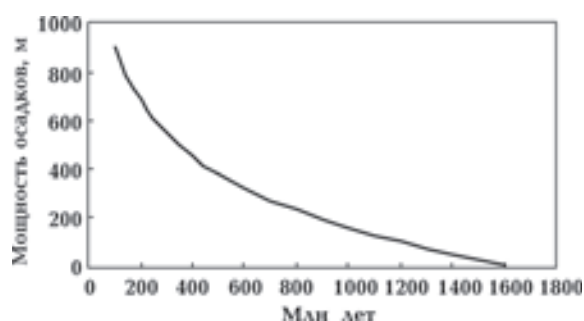


Рис. 13. Зависимость максимальной мощности осадочных пород от их возраста.

Можно также предположить, что в нижнем рифее сразу после завершения высокотемпературных процессов плутонического гранитного магматизма в земной коре океаническая вода была не только кислой, но и теплой, возможно даже горячей (до 50—70 °С). Эти условия не способствовали возникновению жизни в океанических водах нижнего рифея.



Рис. 14. Овручский кварцит с волноприбойными знаками.

О происхождении алмазов. С тектоникой плит, возможно, генетически связано образование алмазоносных кимберлитов, возраст которых от 70 до 1200 млн лет. Вероятно, при столкновении плит и погружении их с серпентинизированной (и карбонатной) подошвой на глубины порядка 100—150 км в них происходит значительное увеличение газового давления до 30—50 кбар при температуре порядка 1500—1800 °С, что вызывает газовый взрыв и образование трубок взрыва диаметром до 1—2 км. Состав пород этих трубок близок к пиролиту с участием пироба, а также серпентина и карбонатов. Огромное давление при взрыве вызывает также образование алмазов.

О тектонике плит на Марсе. Отмечается аналогия в строении коры Земли и Марса. У Земли к экватору приурочиваются 50—60 % площади материковых плит, а к полюсам — около 10 %. У Марса, еще более отчетливо, чем у Земли, основная масса гор приурочена к экватору (до 70 %), а низменности — к полюсам (около 5 %). Причем, подобно Земле, на Южном полюсе располагается материковая плита, а на Северном — низменность (рис. 15).

Видимо, красный цвет поверхности Марса связан с гематитом, возможно, и с гетитом, которые образовались при окислении пород на раннем послемагматическом этапе развития планеты, когда на Марсе появился кислый океан и кислородная атмосфера по земной схеме [Белевцев, 2011, 2012]. Вероятно, эти процессы на Марсе начались намного раньше и проходили значительно быстрее, чем на Земле, из-за небольшой массы Марса. Ориентировочный возраст этих процессов 4,2—3,0 млрд лет, поскольку отношение масса/площадь поверхности у Марса в 2,6 раза меньше, чем у Земли и, со-

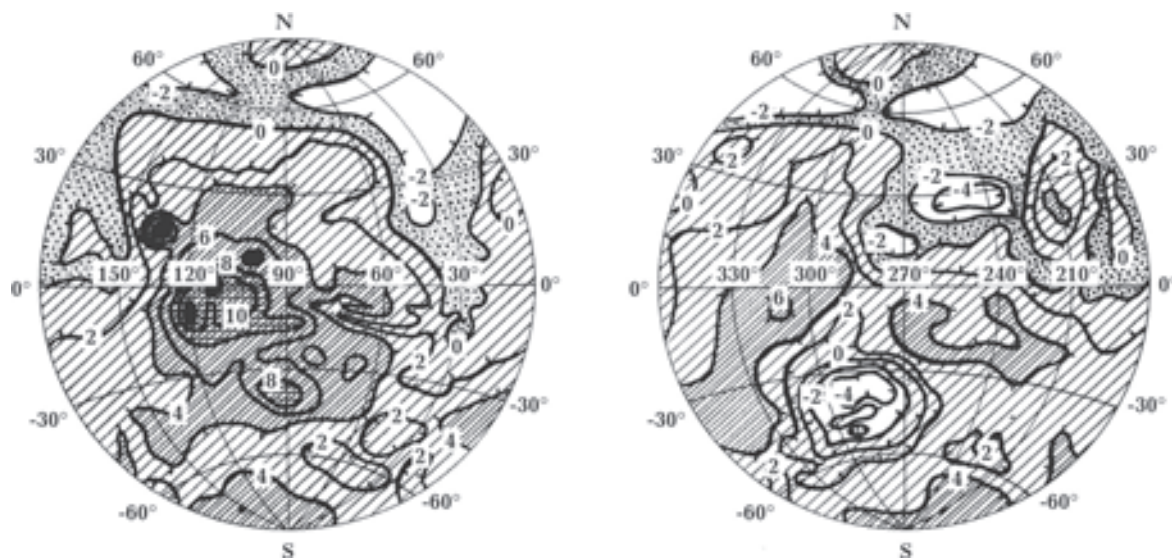


Рис. 15. Рельеф Марса.

ответственно, остывание Марса шло быстрее. Следует также обратить внимание на горную систему «Олимпик» на Марсе, высота которой достигает 20 км. Скорее всего, ее происхождение связано с максимально активной стадией тектоники плит на Марсе, которую еще не достигла Земля.

Заключение. На основании термодинамического анализа геологического строения, *РТ*-условий в земной коре и сил, вызывающих дрейф тектонических материковых и океанических плит, представлены физико-химические закономерности эволюции геосфер. Эти преимущественно космические силы связаны с вращением Земли вокруг своей оси, силами гравитации Земли, Солнца и Луны, а также между соседними плитами. На полюсах, высоких и средних широтах (от полюса до широты 40—30°) сила гравитации Земли на ее поверхности превосходит силу вращения Земли за счет минимального полюсного радиуса Земли и максимальной силы тяжести на полюсе.

И только в экваториальных широтах силы вращения максимальны и смещают плиты к экватору. Особенно это проявляется на Южном полюсе, к которому идут плиты в перигелии вращения Земли вокруг Солнца и где находится Антарктида.

Наиболее устойчивый материк — Африка. Это связано с ее максимальным притяжением к Солнцу в перигелии эллиптической орбиты Земли, а на противоположной стороне планеты в Северо-Западной котловине Тихого океана размещается зона влияния афелия орбиты Земли с минимальной стойкостью. Поэтому дрейф плит

по поверхности Земли идет от Африки к Тихому океану. Тектоника плит прежде всего зависит от пластичности их подошв, которые в архее были магматическими, толщина материковых плит была меньшей, а общая площадь докембрийской Пангеи — большей, нежели современных материков. После кристаллизации магматических подошв плит в нижнем протерозое они были устойчивыми до рифея, когда появилась первая суша, а ультраосновные породы мантии материков охладились с формированием пластических тальк-серпентинитовых подошв, благодаря которым в фанерозое, особенно с юры, активизируется плитовый мобилизм, который также связан с конвекцией базальтовой магмы в срединно-океанических рифтах, благодаря силе вращения Земли и другим силам. К границам плит приурочены землетрясения, которые свидетельствуют о последнем. Подвижные зоны осадконакопления при эволюции превращаются в складчатые системы, которые значительно меньше по площади, что также свидетельствует о плитовой тектонике.

В фанерозое увеличиваются общая площадь, размеры и высота материковых плит над уровнем океана, они интенсивно размываются и отлагается все больше осадков в подвижных зонах между плитами. После накопления осадков и вулканитов эти зоны закрываются с образованием складчатых систем и гор. Вероятно, так образовались Карпаты, Кавказ, ДДВ, Крым и др. А Индийская плита в палеоцене переместилась от экватора на север под влиянием сил гравитации большой Азиатской плиты.

Океанические плиты имеют небольшую

мощность, но значительный температурный градиент. Потому в них с мезозоя из мантийного ультрабазита выплавляются базальтовые магмы, конвекция которых способствует дрейфу и спредингу океанических плит по магматической подошве и материковых плит по тальк-серпентинитовой подошве от срединно-океанических рифтов. Так открываются Атлантический и Индийский океаны и закрывается Тихий океан. Со временем в земной коре уменьшаются температура, P_{H_2O} , масса океана, ослабляется тектоника плит и вулканизм. С образованием свободного атмосферного кис-

лорода и понижением температуры на поверхности суши возникает жизнь. На Марсе были в докембрии активные перемещения плит, подобные Земле, которые преимущественно располагались в экваториальной зоне, в том числе плита на Южном полюсе. С тектоникой плит генетически также связано образование алмазоносных кимберлитов

Таким образом, с тектоникой плит связаны многие проблемы земной коры, мантии, полезных ископаемых, гидросферы, вулканизма, землетрясений, атмосферы, биосферы, палеоклиматологии и экологии.

Список литературы

- Амбарцумян В. А. Нестационарные объекты во Вселенной и их значение для исследования происхождения и эволюции небесных тел. В кн.: *Проблемы современной космогонии*. Москва: Наука, 1972. С. 5—18.
- Атлас «Геологія і корисні копалини». 1:5 000 000. Голов. ред. Л. С. Галецький. Кер. проекту Н. М. Чернієнко. Київ: Вид. НАН України, Міністерства екології та природ. ресурсів України, 2001. 168 с.
- Белевцев Р. Я. Генезис и термодинамическая эволюция внешних геосфер. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 49—59.
- Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975. 230 с.
- Белевцев Р. Я. Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни. *Доп. АН України*. 2011. № 12. С. 83—90.
- Белевцев Р. Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 150 с.
- Белевцев Р. Я. Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита. В кн.: *Эволюция докембрийских гранитоидов*. Киев: Изд. УкрДГРИ, 2008. С. 35—46.
- Белевцев Р. Я., Бойченко С. Г., Спивак С. Д., Николаенко В. И., Волощук В. М., Дудко В. С., Блажко В. И., Ковалюх Н. Н., Кузенко С. В., Курлов Н. С., Самчук А. И., Козак С. А., Высотенко О. А. Термодинамика газового обмена в окружающей среде. Киев: Наук. думка, 2007. 247 с.
- Белевцев Р. Я., Бухарев С. В., Коломиец Г. Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 118—131.
- Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Качанов Н. Н., Савельева Г. Н. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Препринт АН УССР, ИГФМ НАН Украины. Киев, 1979. 66 с.
- Белевцев Р. Я., Шестопалов В. М., Спивак С. Д., Николаенко В. И., Блажко В. И., Дудко В. С., Крюченко Н. О., Кузенко С. В., Лазаренко Е. Е., Самчук А. И., Ганевич А. Е., Коченко В. Ю. Геохимия литогенеза овручских кварцито-песчаников рифея. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2010. № 1(10). С. 22—41.
- Белевцев Р. Я., Шнюков Е. Ф., Зернецкий Б. Ф., Старостенко В. И. Разлом Вима срединно-океанического хребта. Препринт АН УССР, ИГФМ, 85-3. Киев, 1985. 60 с.
- Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Ленинград: Наука, 1984. 285 с.
- Войткевич Г. В. Химическая эволюция Солнечной системы. Москва: Наука, 1979. 174 с.
- Всехсвятский С. К. Космогония Солнечной системы. В кн.: *Проблемы современной космогонии*. Москва: Наука, 1972. С. 316—413.
- Галкин И. Н. Геофизика Луны. Москва: Наука, 1978. 176 с.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гордиенко В. В. О гипотезе тектоники плит. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 72—101.
- Гусев М. В., Минеева Л. А. Микробиология. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 448 с.

- Добрецов Н. А. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 210 с.
- Курлов Н. С., Белевцев Р. Я., Решетняк В. В., Мечников Ю. П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и геоэкологии. *Минерал. журн.* 1997. Т. 19. № 6. С. 30—57.
- Мархинин Е. К. Вулканизм. Москва: Недра, 1985. 288 с.
- Мейсон Б. Основы геохимии. Москва: Недра, 1971. 311 с.
- Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 287 с.
- Полинг Л. Общая химия. Москва: Мир, 1974. 846 с.
- Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Москва: Прогресс, 1986. 431 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мугасов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. Москва: Наука, 1990. 182 с.
- Эберт Г. Краткий справочник по физике. Москва: Физматлит, 1963. 552 с.
- Carroll M. R., Wyllie P. J., 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kb; implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrology* 30(6), 1351—1382. *World book. Millennium. Based on University of Chicago Paleogeographic Atlas Project, 2000. Vol. 6. 31 p.*
- World book. Millennium. Based on University of Chicago Paleogeographic Atlas Project, 2000. Vol. 6. 31 p.*

About thermodynamic evolution of Earth crust and tectonic plates

© R. Ya. Belevtsev, V. I. Blajko, S. I. Terechenko, 2016

Based on thermodynamic analysis of the geological structure, *PT*-conditions on the earth's surface, and the powers that cause tectonic drift of continental and oceanic plates, presented physical and chemical regularity of evolution geospheres. These mainly related to the space powers of the Earth rotation around its axis, by gravity powers of plates by the Earth, Sun and Moon, as well as between neighbors plates. In equatorial latitudes the rotational power is maximal and shift plates toward the equator. The most stable continent is Africa, which is associated with the maximum gravity to the Sun at perihelion elliptical orbit of the Earth. So, the drift of plates on the Earth's surface comes from Africa to the Pacific Ocean. Plate tectonics is primarily dependent on the plasticity of their base, which were magmatic in Archean and since Phanerozoic cooled with the formation plastic talc-serpentine soles. Due to which activated mobilism of plate. To the borders confined earthquake plates, which indicate the latter. Moving sedimentation zone during evolution transformed into folding system, which is much smaller in area, which is also indicate of plate tectonics. Oceanic plates have a small power, but significant temperature gradient, because in them since Mesozoic from ultramafic mantle melted basalt magma, which contributes to oceanic plates drift on the base of the magma and the continental plates on the talc-serpentine soles from the mid-ocean rifts. So open up the Atlantic and Indian oceans, and closes the Pacific. On Mars, we have been active in the Precambrian moving plates like Earth, which are mainly located in the equatorial zone, including the plate in the South pole.

With plate tectonics associated with many problems of the Earth's crust, mantles, hydrospheres, volcanism, earthquakes, atmospheres, biosphere and ecology.

Key words: tectonics of the continental and oceanic plates, thermodynamics, the crust, the mantle, the evolution of geosphere, the powers of mobilism, elliptical orbit of the Earth, gravity, sole plates, earthquakes, continental drift, fold system, mid-ocean rifts.

References

- Ambartsumyan V. A., 1972. Non-stationary objects in the universe and their importance for the study of the origin and evolution of celestial bodies. In: *Problems of modern cosmogony*. Moscow: Nauka, P. 5—18 (in Russian).
- Atlas «Geology and Mineral Resources», 2001. 1:5000000. Ed. L. S. Galetskiy. Project manager N. M. Chernienko. Kiev: Publ. National Academy of Sciences of Ukraine, Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, 168 p. (in Ukrainian).*

- Belevtsev R. Ya., 2012. Genesis and thermodynamic evolution of outer geospheres. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 49—59 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., 2011. Genesis and evolution of outer geospheres: gas-water atmosphere, sour ocean, free atmospheric oxygen and the origination of life. *Dopovidi AN Ukrayiny* (12), 83—90 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., 1975. Problems of Precambrian metamorphic zoning. Kiev: Naukova Dumka, 230 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., 1982. Regime zonal progressive metamorphism in the Precambrian Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., 2008. Thermodynamics and genetic evolution of Precambrian granitoids of the Ukrainian shield. In: *The evolution of Precambrian granitoids*. Kiev: Publ. UkrDGRI, P. 35—46 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya, Boychenko S. G., Spivak S. D., Nikolaenko V. I., Voloshchuk V. M., Dudko V. S., Blazhko V. I., Kovalyukh N. N., Kuzenko C. V., Kurlov N. S., Samchuk A. I., Kozak S. A., Vysotenko O. A., 2007. Thermodynamics of gas exchange in the environment. Kiev: Naukova Dumka, 247 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Bukharev S. V., Kolomiets G. D., 2000. Concept plutonic formation of continental crust of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22(2/3), 118—131 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya, Govorov I. N., Kachanov N. N., Savelyeva G. N., 1979. Basic and ultra-basic rocks of the Arabian-Indian mid-ocean ridge. Preprint Ukrainian Academy of Sciences, IGFМ, Kiev, 66 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Shestopalov V. M., Spivak S. D., Nikolaenko V. I., Blazhko V. I., Dudko V. S., Kryuchenko N. O., Kuzenko S. V., Lazarenko E. E., Samchuk A. I., Ganevich A. E., Kochenko V. Yu., 2010. Geochemistry lithogenesis Ovruch quartzite-sandstone Riphean. *Poshukova ta ekologichna geokhimiya* (1), 22—41 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya, Shnyukov E. F., Zernetskiy B. F., Starostenko V. I., 1985. Rift Wim mid-ocean ridge. Preprint Ukrainian Academy of Sciences, IGFМ, 85-3. Kiev, 60 p. (in Russian).
- Vegener A., 1984. The origin of continents and oceans. Leningrad: Nauka, 285 p. (in Russian).
- Voytkovich G. V., 1979. Chemical evolution of the solar system. Moscow: Nauka, 174 p. (in Russian).
- Vsekhsvyatskiy S. K., 1972. Cosmogony of the Solar system. In: *Problems of modern cosmogony*. Moscow: Nauka, P. 316—413 (in Russian).
- Galkin I. N., 1978. Geophysics Moon. Moscow: Nauka, 176 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Yegorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Murovskaya A. V., 2014. Geodynamic features of the junction zone of the Eurasian Plate and the Alpine-Himalayan belt within Ukraine and adjacent territories. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2013. On the hypothesis of plate tectonics. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 72—101 (in Russian).
- Gusev M. V., Mineeva L. A., 1992. Microbiology. Moscow: Moscow University Press, 448 p. (in Russian).
- Dobretsov N. L., 1980. Introduction to global petrology. Novosibirsk: Nauka, 200 p. (in Russian).
- Kuznetsov S. I., Ivanov M. V., Lyalikova N. N., 1962. Introduction to geological microbiology. Moscow: Publ. House of the AS USSR, 210 p. (in Russian).
- Kurlov N. S., Belevtsev R. Ya., Reshetnyak V. V., Mechanikov Yu. P., 1997. Krivorozhskaya ultradeep well: implications for petrogenesis and geoecology. *Mineralogicheskii zhurnal* 19(5), 30—57 (in Russian).
- Markhinin E. K., 1985. Volcanism. Moscow: Nedra, 288 p. (in Russian).
- Meyson B., 1971. Fundamentals of Geochemistry. Moscow: Nedra, 311 p. (in Russian).
- Mel'nik Yu. P., 1973. Physical and chemical conditions of formation of the Precambrian ferruginous quartzites. Kiev: Naukova Dumka, 287 p. (in Russian).
- Poling L., 1974. General Chemistry. Moscow: Mir, 846 p. (in Russian).
- Prigozhin I., Stengers I., 1986. Order out of chaos. Moscow: Progress, 431 p. (in Russian).
- Ronov A. B., Yaroshevskiy A. A., Migdasov A. A., 1990. Chemical structure of the crust and the geochemical balance of the main elements. Moscow: Nauka, 182 p. (in Russian).
- Ebert G., 1963. Brief reference book on physics. Moscow: Fizmatlit, 552 p. (in Russian).
- Carrol M. R., Wyllie P. J., 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kb; implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrology* 30(6), 1351—1382.
- World book. Millennium. Based on University of Chicago Paleographic Atlas Project, 2000. Vol. 6. 31 p.