

ЭВОЛЮЦИОНИРОВАНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ НА АКТИВНОЙ СТАДИИ РИФТОГЕНЕЗА

На основе численного моделирования с учётом радиогенного тепловыделения пород было проанализировано поведение тепловых полей центральной части ДДВ в начале и конце рифтового этапа развития. Было установлено, что температурные условия, необходимые для активизации процессов эклогитовой фации метаморфизма в нижних слоях коры, имели место на протяжении всего рассматриваемого этапа. В то же время для начала активизации процессов прогрессивной стадии гранулитовой фации метаморфизма в нижних слоях гранитизованных пород необходим процесс длительного прогревания коры в течении порядка 10 млн. лет. Было также установлено, что температурное поле коры в рассматриваемой области полностью устанавливается через 30 млн. лет, при условии, что температура аномально горячей мантии на границе Мохо поддерживается постоянной. Расчёты показали, что для достижения современной стадии развития, основная часть ДДВ на протяжении рифтового этапа должна была подвергаться воздействию серии мощных астенолитов – так называемых квантов тектонического действия (КТД) с температурой аномальной мантии на границе Мохо порядка 1200 °С.

Ключевые слова: Днепровско-Донецкая впадина; рифтогенез; астенолит; тепловые поля; компьютерное моделирование.

Введение

Процесс континентального рифтогенеза охватывает три основных этапа развития: предрифтовый, рифтовый и пострифтовый [1]. Каждый из этих этапов связывается с различным тепловым воздействием аномально горячей мантии на континентальную литосферу с последующим влиянием на земную кору. Предрифтовый этап предполагает наличие аномальной мантии на глубинах порядка 80–90 км. Именно с этих глубин начинается процесс активизации платформы, который выражается в нерегулярном рассеянном характере вулканизма. В течении этого этапа развивается слабое поднятие территории, обусловленное термическим расширением литосферы. Рифтовый этап соответствует глубине положения аномальной мантии на границе Мохоревича (М), когда на фоне слабовыраженного поднятия предшествующего этапа начинается развитие рифтовой впадины. Появляются первые осадочные образования рифтового этапа и изливаются щелочные оливиновые базальты – продукты трещинных излияний. В течении этого этапа растяжение литосферы, поначалу охватывающее значительную территорию, постепенно концентрируется в рифтовой впадине, здесь же локализуется и вулканизм. По мере общего прогрева литосферы развиваются внутрикоровые очаги и возникают вулканы центрального типа. Позднее образуются околорифтовые поднятия – плечи рифта. Пострифтовый этап обусловлен затуханием термической активности аномальной мантии и началом зрелой стадии континентального рифтогенеза.

Начало активного рифтового этапа Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) относят к периоду около 390–380 млн. лет назад [2]. Этому этапу предшествовал предрифтовый

период активности, когда с глубин 220–340 км выносилась часть вещества глубинной астеносферы на глубины порядка 80–90 км [3]. Вообще, активную рифтовую фазу развития ДДВ связывают с подходом к нижним границам коры трёх последовательных во времени астенолитов или так называемых квантов тектонического действия (КТД) [3, 4]. Здесь речь не идёт о единичных КТД с характерными линейными размерами порядка 60–70 км, а о приблизительно синхронном возникновении их групп на всей территории ДДВ на каждом этапе активного процесса.

Вопросам изучения рифтового развития такого важного с точки зрения добычи полезных ископаемых региона Украины, как Днепровско-Донецкая впадина, посвящено много работ. Среди них прежде всего следует отметить фундаментальные работы: Гавриша В.К., Рябчун Л.М. [2], Гордиенко В.В., Усенко О.В. [3, 4, 10], Истомина А.Н., Евдошук Н.И. [7], Соллогуба В.Б. [12]. В этих работах приведена детальная геологическая и геофизическая информация, посвящённая многим аспектам рифтового развития данного региона. В то же время остаётся ещё много нерешённых проблем, в частности это относится к вопросам развития тепловых полей ДДВ в период активного рифтогенеза.

Для лучшего понимания процессов становления и развития ДДВ интерес представляет расчёт эволюционирования тепловых полей на протяжении рифтовой стадии развития. В данной статье автор, опираясь на представленную выше геологическую и геофизическую информацию о рифтовом развитии ДДВ, на основе вариационной конечно-элементной методики [5] представляет методику и результаты численного моделирования эволюции тепловых полей с

учётом радиогенного тепловыделения пород в начале (подход первых КТД) и конце (подход третьих КТД) активного рифтового этапа развития ДДВ.

Постановка и метод решения задачи

Поскольку поперечный размер рассматриваемого рифтогена значительно меньше продольного размера, то его тепловое поле можно рассматривать как плоское. Учитывая радиогенное тепловыделение пород и пренебрегая анизотропией теплофизических свойств, которая может быть связана с трещиноватостью этих пород, воспользуемся изотропной нестационарной тепловой моделью. В этом случае общая постановка двумерной задачи теплопроводности в декартовой системе (x, y) , связанной с тектоническим мегаблоком, имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{q}{c\rho}; \quad (1)$$

$$T(t=0) = T_n; \quad (2)$$

$$\lambda \text{grad} T = \alpha(T - T_{гр}); \quad (3)$$

Здесь (1) – уравнение теплопроводности, (2) – начальное условие, (3) – условие конвективного теплообмена с граничащей средой, $T(x, y, t)$ – температура как функция двух координат и времени, a – коэффициент температуропроводности, q – объёмное тепловыделение радиоактивных пород, c – удельная теплоёмкость, ρ – плотность, T_n – начальная температура, λ – коэффициент теплопроводности, α – коэффициент теплоотдачи, $T_{гр}$ – температура граничащей среды.

Составим функционал представленной выше задачи теплопроводности (1–3) в декартовой системе (x, y) :

$$F = \frac{1}{2} \iint_S \left\{ \lambda \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right] + 2 \int_{T_n}^T \frac{\lambda}{a} \frac{\partial T}{\partial t} - 2qT \right\} dx dy - \frac{1}{2} \int_L \alpha(T - 2T_{гр})T dl; \quad (4)$$

где S – площадь поперечного сечения рассматриваемого объекта; L – контур, охватывающий площадь S ; dl – элемент контура.

Для решения нестационарной задачи теплопроводности (1–3) применяется вариационный конечно-элементный метод [6], который сводится к решению вариационного уравнения теплопроводности:

$$\delta F(T) = 0. \quad (5)$$

При решении уравнения (5) используется восьмиузловой изопараметрический четырёхугольный криволинейный конечный элемент [6]. В качестве глобальной системы координат, где объединяются все конечные элементы, на которые разбивается исследуемый объект, ис-

пользуется декартова система (x, y) . В качестве локальной системы координат, в которой определяются аппроксимирующие функции конечного элемента φ_i ($i=1-8$) [5] и проводится численное интегрирование, используется нормализованная система координат (ξ, η) . В этой системе координат (т.е. в пределах каждого конечного элемента) координаты, температура и её производные по координатам аппроксимируются следующим образом:

$$x = \sum_{i=1}^8 x_i \varphi_i; \quad y = \sum_{i=1}^8 y_i \varphi_i; \quad T = \sum_{i=1}^8 T_i \varphi_i; \\ \frac{\partial T}{\partial x} = \sum_{i=1}^8 T_i \Phi_i; \quad \frac{\partial T}{\partial y} = \sum_{i=1}^8 T_i \Psi_i; \quad (6)$$

$$\text{где} \quad \Phi_i = \frac{1}{|J|} \left(\frac{\partial \varphi_i}{\partial \xi} \frac{\partial x}{\partial \eta} - \frac{\partial \varphi_i}{\partial \eta} \frac{\partial x}{\partial \xi} \right); \\ \Psi_i = \frac{1}{|J|} \left(\frac{\partial \varphi_i}{\partial \eta} \frac{\partial y}{\partial \xi} - \frac{\partial \varphi_i}{\partial \xi} \frac{\partial y}{\partial \eta} \right); \\ J = \frac{\partial y}{\partial \xi} \frac{\partial x}{\partial \eta} - \frac{\partial y}{\partial \eta} \frac{\partial x}{\partial \xi} -$$

якобиан перехода из (x, y) в (ξ, η) .

Исходя из соотношений (4)–(6) и предполагая, что производная $\frac{\partial T}{\partial t}$ является известной

величиной и не варьируется, получаем систему линейных дифференциальных уравнений по времени относительно узловых значений температуры, представленную для каждого конечного элемента P:

$$\frac{\partial F_p}{\partial T_i} = \sum_{k=1}^8 \{ H_{ik}^p \frac{\partial T_k}{\partial t} + (A_{ik}^p + B_{ik}^p) T_k \} - R_i^p - D_i^p = 0 \quad (i=1-8); \quad (7)$$

$$\text{где} \quad H_{ij}^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \frac{\lambda^p}{a^p} \varphi_j \varphi_i |J| d\xi d\eta;$$

$$A_{ij}^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \lambda^p (\Phi_j \Phi_i + \Psi_j \Psi_i) |J| d\xi d\eta;$$

$$D_i^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 q^p \varphi_i |J| d\xi d\eta;$$

$$B_{ij}^p = \int_{x_1}^{x_2} \alpha_x \varphi_j \varphi_i dx + \int_{y_1}^{y_2} \alpha_y \varphi_j \varphi_i dy;$$

$$R_i^p = \int_{x_1}^{x_2} \alpha_x T_{gp}^p \varphi_i dx + \int_{y_1}^{y_2} \alpha_y T_{gp}^p \varphi_i dy.$$

Здесь (x_1, x_2) и (y_1, y_2) – части контура L , совпадающие со сторонами элемента P.

Для решения системы уравнений (7) относительно времени, при начальных условиях (2), используется метод конечных разностей, в котором аппроксимация производной по времени осуществляется по схеме:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T(t + \Delta t) - T(t)}{\Delta t} \quad (8)$$

Расписывая производные в системе (7) с учётом (8), получаем следующую систему линейных алгебраических уравнений:

$$\sum_{k=1}^8 \left\{ \left[\frac{1}{\Delta t} H_{ik}^p + A_{ik}^p + B_{ik}^p \right] T_k(t + \Delta t) - \frac{1}{\Delta t} H_{ik}^p T_k(t) \right\} - R_i^p - D_i^p = 0 \quad (i=1-8). \quad (9)$$

Далее, суммируя уравнения (9) по всем конечным элементам, на которые разбита исследуемая область, получаем глобальную систему линейных алгебраических уравнений, позволяющую определять неизвестные значения температуры в момент времени $t + \Delta t$ через их значения в предыдущий момент времени t . Решение глобальной системы получается при помощи метода Гаусса без выбора главного элемента [6], вследствие чего температура определяется во всех узловых точках конечно-элементной сетки. По найденным узловым значениям температура определяется в произвольной точке исследуемой области в заданный момент времени.

Расчёт эволюционирования тепловых полей ДДВ в рифтовый период

При моделировании эволюции тепловых полей ДДВ в рифтовый период, условно ограничимся рассмотрением центральной её части, которая в настоящее время соответствует Полтавскому мегаблоку. В начале рифтового этапа (перед подходом первых КТД, около 390–380 млн. лет назад [3]) геологическое строение данного мегаблока должно было примерно соответствовать нынешним соседним мегаструктурам Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ), которые в этом месте имеют близкое строение: 45 км гранитизированных пород и 10 км пород базальтового слоя [7]. В конце активного рифтового периода (перед подходом третьих КТД, около 360–355 млн. лет назад [3]) основные преобразования консолидированной коры в рассматриваемой рифтовой зоне уже были завершены. Тектонические эффекты главным образом были связаны с охлаждением и уплотнением пород нижней и средней частей консолидированной коры и увеличением мощности слоя осадочных пород. Суммарное опускание блоков кристаллического фундамента в центральной осевой части рифтогена к этому моменту могло достигать 4–5 км [3]. Такое состояние развития центральной части ДДВ в рассматриваемый период времени приблизительно соответствует развитию её северо-западной части (Черниговскому мегаблоку) на современном этапе. По видимому, эта часть ДДВ, в отличие от остальной части, на протяжении своего развития не подвергалась столь мощному термическому воз-

действию. Таким образом, при моделировании эволюции тепловых полей центральной части ДДВ в конце активного рифтового периода в качестве модели геологического разреза консолидированной коры можно условно использовать современное геологическое строение, характерное для Черниговского мегаблока [7]. В осевой части мегаблока: глины, алевролиты составляют верхний слой порядка 2 км; далее идут песчаники – 1 км; алевролиты – 1 км; доломиты – 1 км; граниты – 19 км; базальты – 13 км, затем это строение плавно переходит в соответствующее мегаструктуры УЩ и ВКМ, которые в данном месте имеют близкое строение: 0,5 км осадочных пород; 44,5 км гранитизированных пород и 10 км пород базальтового слоя. В качестве массивов теплопроводности и температуропроводности при моделировании были взяты средние значения величин соответствующих пород [8]: глины, алевролиты – 1,70 Вт/(м×град) и $7,05 \times 10^{-7}$ м²/с; песчаники – 2,77 и $11,48 \times 10^{-7}$; алевролиты – 1,99 и $10,39 \times 10^{-7}$; доломиты × 4,06; и $12,53 \times 10^{-7}$; граниты – 2,51 и $9,16 \times 10^{-7}$; базальты – 1,27 и $5,55 \times 10^{-7}$. Следуя данным работы [9], были выбраны средние значения радиогенной теплогенерации: для осадочных пород – 1 мкВт/м³; гранитов – 0,92 мкВт/м³; базальтов – 0,3 мкВт/м³.

Согласно источникам ([8] и др.), средняя температура на разделе М на платформах оценивается в 300–500°С и при подходе аномально горячей мантии (КТД) к границам нижней коры её температура может достигать порядка 1200°С. При этом время подхода аномальной мантии к коре мало по сравнению с временем тепловой релаксации литосферы. В то же время аномальная мантия по своей вязкости относится к астеносфере, это позволяет предположить, что между нею и астеносферой происходит конвективный теплообмен, поддерживающий температуру горячей мантии на границе М постоянной в течении длительного периода времени.

При моделировании эволюции теплового поля ДДВ, с момента подхода первых КТД к границам коры будем предполагать, что температура на границе М поддерживается постоянной и равной 1200°С, температура окружающей литосферы на границе М равна 500°С. Начальную температуру рифтогена, а также среднюю температуру земной поверхности будем полагать равными 10°С. Сразу отметим, что задание начального распределения температуры рифтогена на уровне 10°С является условным шагом, необходимым для запуска динамической модели и не отвечающим реальности. Однако, учитывая тот факт, что тепловые потоки, возникающие в рифтогене при подходе аномально горячей мантии, значительно превосходят изначальные стационарные потоки, легко предпо-

ложить, что реалистичное распределение температуры здесь возникнет уже через несколько миллионов лет. При моделировании эволюции теплового поля ДДВ, с момента подхода третьих КТД, на границе М рассмотрим случаи аномальной мантии с температурами 1000 и 1200°C. Температуру окружающей литосферы также будем полагать равной 500°C. Во всех случаях линейные размеры КТД будем считать равными 70 км [4]. В дальнейшем, ввиду близости к симметричному виду рассматриваемых фрагментов бокового сечения ДДВ [9], при моделировании ограничимся рассмотрением их симметричных половин. На рисунках 1–5 представлены диаграммы температурных полей

с учётом радиогенного тепловыделения пород в начале и конце рифтового этапа развития ДДВ. Здесь по оси x в км отложено расстояние от осевой зоны рифта в сторону его бортов, по оси y – глубина в км. Рис. 1 характеризует эволюцию теплового поля ДДВ спустя 1 (а.), 5 (б.), 10 (в.) и 30 (г.) млн. лет после прихода первых КТД. Рис. 2 характеризует эволюцию теплового поля ДДВ после прихода третьих КТД, (а, в, д) – с температурой на границе М порядка 1000°C, (б, г, е) – с температурой 1200°C. Рис. 2.а и 2.б описывает ситуацию спустя 5 млн. лет, рис. 2.в и 2.г – спустя 10 млн. лет и рис. 2.д и 2.е – спустя 30 млн. лет.

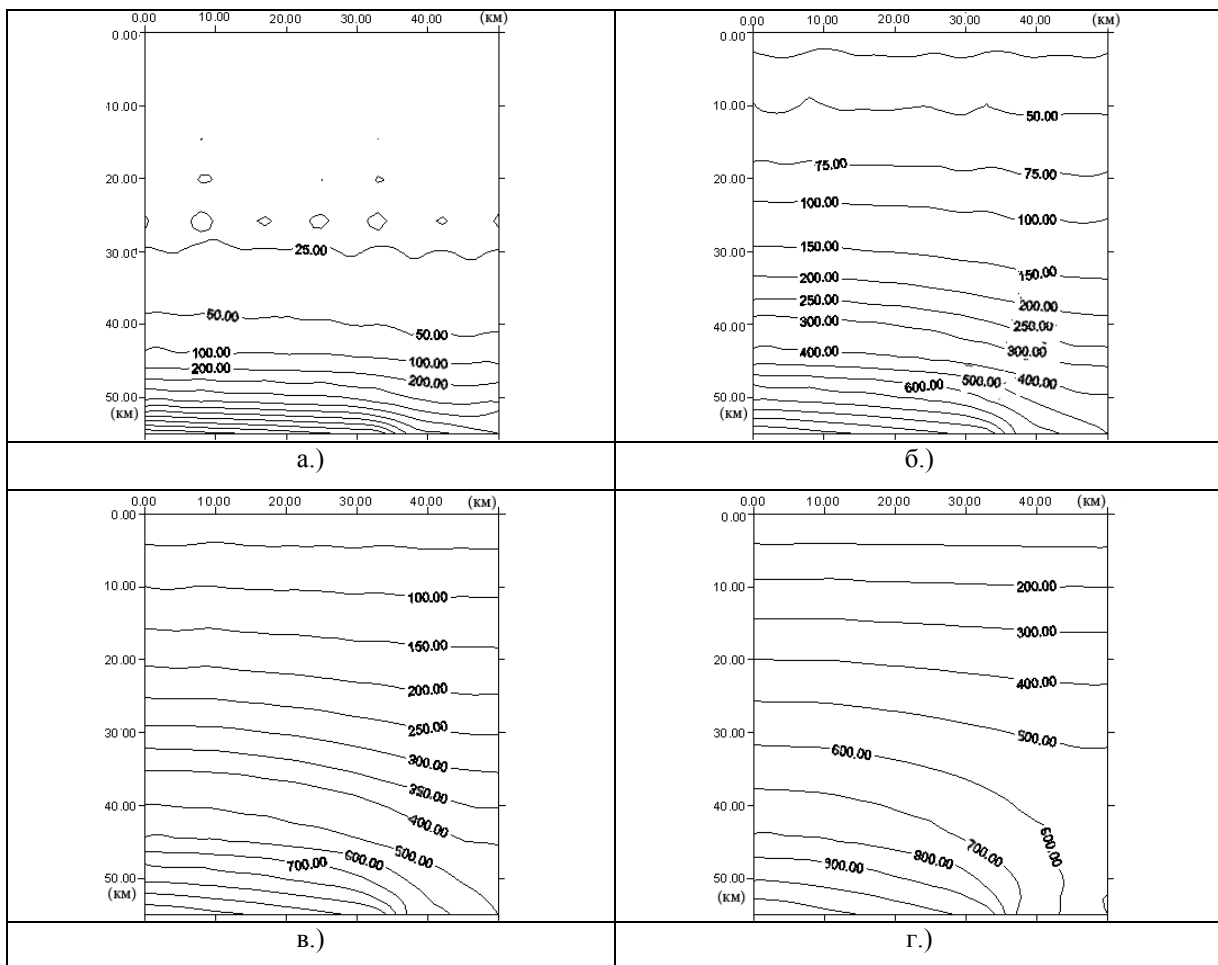


Рис. 1. Эволюция теплового поля ДДВ (с учётом радиогенного тепловыделения пород) после прихода первых КТД с температурой 1200°C на границе Мохоровичича (М): спустя 1 млн. лет (а.); спустя 5 млн. лет (б.); спустя 10 млн. лет (в.); спустя 30 млн. лет (г.)

Анализ результатов

Анализ эволюции тепловых полей ДДВ в начале рифтового этапа показывает, что в течении первых 5 млн. лет после прихода первых КТД с температурой на границе М порядка 1200°C, кора в окрестности поднявшегося астенолита, прогревается достаточно медленно, температурная отметка в 500°C достигает только нижней границы слоя гранитизованных по-

род. Таким образом, в этот период возможна лишь эклогитизация нижних базальтовых слоёв коры [10]. Спустя 10 млн. лет, температура в 500°C уже достигает нижних слоёв залегания гранитов, создавая все необходимые предпосылки для начала прогрессивной стадии гранулитовой фации метаморфизма [10].

Через 30 млн. лет, при условии, что температура аномальной мантии на границе М по-

прежнему поддерживается на уровне 1200°C, температурное поле полностью устанавливается. Температурная отметка в 500°C останавливается на глубине порядка 25 км. Очевидно,

подобные температурные условия должны соответствовать наиболее активной фазе рифтогенеза (процессы базификации и эклогитизации достигают максимума), что должно приводить к

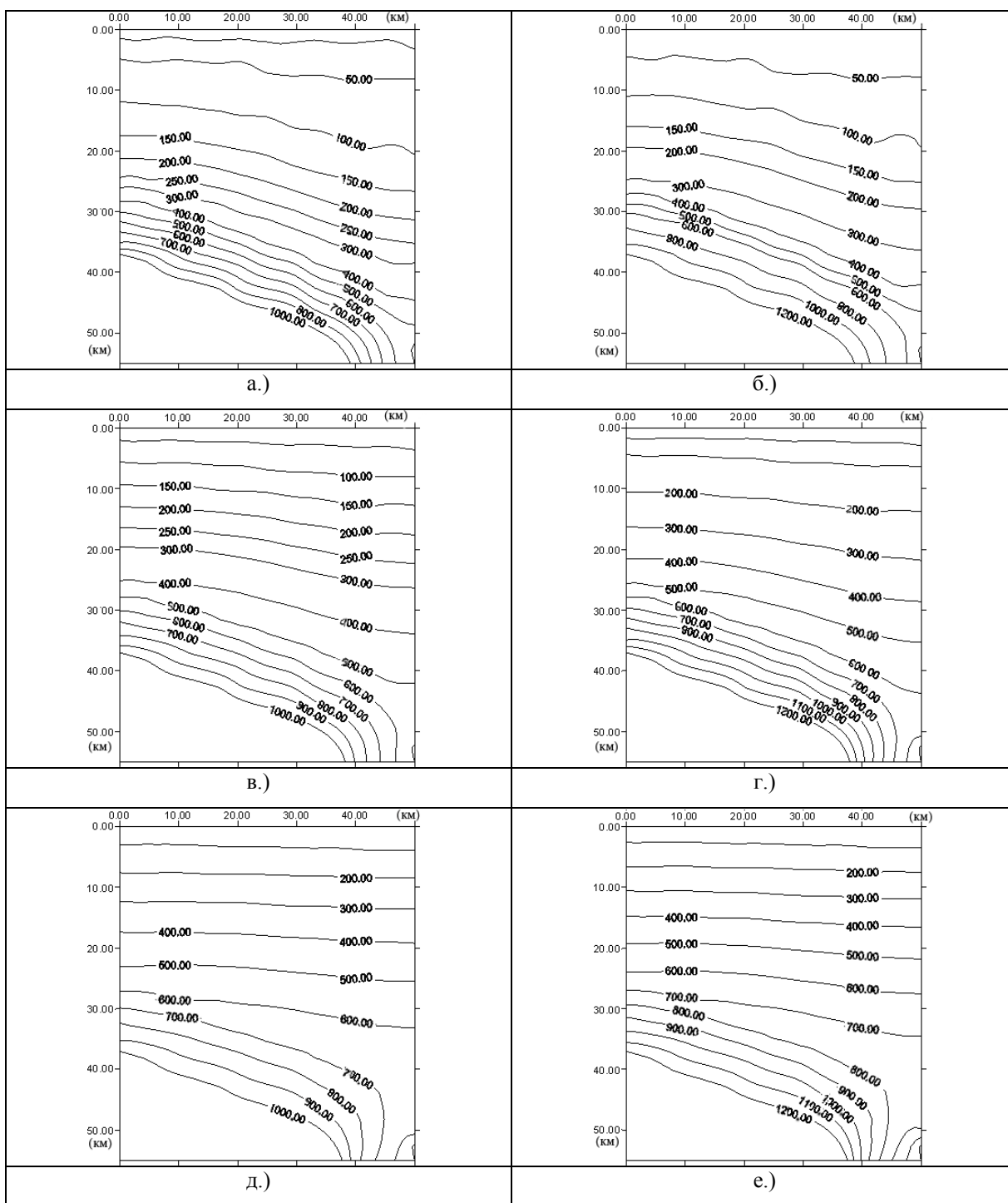


Рис. 2. Эволюция теплового поля ДДВ (с учётом радиогенного тепловыделения пород) после прихода третьих КТД: (а, в, д) – с температурой 1000°C на границе М, (б, г, е) – с температурой 1200°C на границе М (спустя 5 (а, б), 10 (в, г) и 30 (д, е) млн. лет

формированию консолидированной коры рифта, её утонению и проседанию блоков кристаллического фундамента.

Анализ эволюции температурных полей

ДДВ в конце рифтового этапа, когда формирование рифтогена можно было считать уже завершённым, показывает, что спустя 5 млн. лет после прихода третьих КТД температурная

отметка в 500°C остаётся в пределах середины базальтового слоя.

Через 10 млн. лет, в случае более высоко-температурной мантии (1200°C на границе М), температура в 500°C едва достигает границы залегания гранитов. Следовательно, этот период можно связывать только с процессами эклогитизации в нижних слоях консолидированной коры. Через 30 млн. лет, также при условии, что температуры аномальной мантии на границе М поддерживаются на прежних уровнях, температурное поле в окрестности рифтогена полностью устанавливается. В случае менее горячей мантии (1000°C на границе М) температурная отметка в 500°C устанавливается на глубине порядка 23 км, т.е. фактически на нижней границе залегания гранитов. Очевидно, при таких условиях процесс дальнейшей базификации невозможен. В случае более горячей мантии (1200°C на границе М) температура в 500°C достигает нижних слоёв гранитизованных пород. Следовательно, в этом случае возможны процессы как эклогитизации так и базификации, приводящие к дальнейшему развитию авлакогена.

Выводы

Поскольку на нынешнем этапе развития центральная часть ДДВ (Полтавский мегаблок) имеет достаточно развитую рифтовую структуру – утонённую консолидированную кору, состоящую в осевой части из 10 км пород осадочного слоя, 8 км гранитизированных пород и 15 км пород базальтового слоя [7], то можно предположить, что на протяжении рифтового этапа развития по крайней мере центральная часть ДДВ подвергалась воздействию серии мощных астенолитов с температурой мантии на границе М порядка 1200°C. Как показывают расчёты, астенолиты с более умеренной температурой мантии не могли бы привести к нынешнему состоянию развития литосферы основной части ДДВ.

Литература

1. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – М.: Недра, 1987. – 285 с.
2. Гавриш В.К., Забелло Г.Д., Рябчун Л.М.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. – Киев: Наук. думка, 1989. – 208 с.

3. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Процесс рифтогенеза на примере герцинского Днепровско–Донецкого рифта // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 4. – С. 42–59.
4. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. – Киев: Изд. Ин-та геофизики НАН Украины, 2003. – 147 с.
5. Лубков М.В. Определение статических чисел Лява и Шида методом конечных элементов // Геофиз. журн. – 2004. – 26, N 6. – С. 147–150.
6. Образцов И.Ф., Савельев Л.М., Хазанов Х.С. Метод конечных элементов в задачах строительной механики летательных аппаратов. – М.: Высшая школа, 1985. – 329 с.
7. Истомин А.Н., Евдошук Н.И. Геодинамические условия формирования Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 6. – С. 143–155.
8. Айзенберг Д.Е., Перченко О.И., Бражникова Н.Е. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1988. – 147 с.
9. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. – М.: Недра, 1976. – 527 с.
10. Усенко О.В. Тепловой поток и современная активизация Донецкого бассейна (по новым данным) // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 5. – С. 102–111.
11. Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к её нижней границе аномальной мантии // Физика Земли – 1984. – N 12. – С. 3–9.
12. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.
13. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 383 с.

ЕВОЛЮЦІОНУВАННЯ ТЕПЛОВИХ ПОЛІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ НА АКТИВНІЙ СТАДІЇ РИФТОГЕНЕЗУ

М.В. Лубков

На основі чисельного моделювання з урахуванням радіогенного тепловиділення порід була проаналізована поведінка теплових полів центральної частини ДДЗ на початку й кінці рифтового етапу розвитку. Було встановлено, що температурні умови, необхідні для активізації процесів еклогитової фації метаморфізму в нижніх шарах кори мали місце протягом усього розглянутого етапу. У той же час для початку активізації процесів прогресивної стадії гранулітової фації метаморфізму в нижніх шарах гранітозованих порід необхідний був процес тривалого прогрівання кори протягом порядку 10 млн. років. Було також встановлено, що температурне поле кори в розглянутій області повністю

встановлюється через 30 млн. років, за умови, що температура аномально горячої мантії на границі Мохо підтримується постійною. Розрахунки показали, що для досягнення сучасної стадії розвитку, основна частина ДДЗ протягом рифтового етапу повинна була піддаватися впливу серії потужних астенолітів – так званих квантів тектонічної дії (КТД) з температурою аномальної мантії на границі Мохо порядку 1200°C.

Ключові слова: Дніпровсько-Донецька западина; рифтогенез; астеноліт; теплові поля; комп'ютерне моделювання.

**EVOLUTION OF THE HEAT FIELDS OF DNEPROVSKO-DONETSKY HOLLOW
AT THE ACTIVE RIFTING STAGE**

M.V. Lubkov

On the base of computer modeling with calculation of the rock radioactivity was analyzed the behaviour of the heat fields of the central part of DDH in the beginning and in the end of the rifting stage. It was showed, that temperature conditions necessary for activity the process of eclogite metamorphism in the lower layers of the crust took place during all this stage. Another hand, for activizations of process of progressive stage of granulate metamorphism in the lower granite layers it was necessary the process of long heating of the crust during about 10 ml. years. It was established, that temperature field of the crust would be static over 30 ml. years, under condition, that constant temperature of the abnormal hot mantle on the border of Moho would be supported. The calculation shows, that for achievement the modern stage of development, the main part of DDH during the rifting period would be subjected to the action of the number of power astenolites with the temperature of the anomalous mantle on the border of Moho about 1200°C.

Key words: Dneprovsko-Donetsky hollow; rifting; astenolite; heat fields; computer modeling.