

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОНОВЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ ДДВ

Опираясь на факты рифтового происхождения и развития Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), было проведено компьютерное моделирование фоновых температурных полей земной коры в разрезах Черниговского, Полтавского и Харьковского мегаблоков ДДВ. Было показано, что заметные различия температурного поля наблюдаются в нижней и средней частях коры, в верхней же части, начиная приблизительно с 10 км, температурные поля отличаются не существенно. Вместе с тем вклад радиоактивных источников, начиная с глубин порядка 6 км, составляет приблизительно третью часть общего фонового температурного поля в приповерхностном слое. Температурные условия в базальтовых пластах нижней части коры демонстрируют повышение вероятности образования производных эклогитовой фации метаморфизма в юго-восточном направлении. Сопоставление полученных результатов с данными измерений температурных полей в приповерхностном слое подтверждает рифтовую природу развития ДДВ.

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

### *Введение*

Вопросам геологического происхождения и развития, важного с точки зрения добычи полезных ископаемых региона Украины, ДДВ было приурочено большое количество работ. Впервые ДДВ, как отдельную геологическую структуру, выделил А.Д. Архангельский в 1932 г. [Архангельский, 1932]. По его представлениям, на юге она граничила с Азово-Подольским кристаллическим массивом и Донбассом, на севере – с Воронежской глыбой, на западе – с Полесским подземным валом, а на востоке свободно сообщалась с Восточно-Русской впадиной. Каких-либо разломов или разрывов в её разрезе он не предполагал. Не выделялись разломы и другими авторами в более позднее время. Лишь в 1965 г. В.К. Гавриш отнёс рассматриваемый регион к рифт-синеклизе, или рифтогену [Гавриш, 1965]. Он доказал, что этот регион рождён не бороздой, как предполагал Н.С. Шатский [Шатский, 1964], а рифтом, т.е. определённым генетическим типом структуры. Рифтовое происхождение и развитие структуры предполагает наличие периода, при котором аномально горячая мантия (астенолит) подходит к нижним границам коры данной структуры. Этот процесс сопровождается растяжением и утонением коры с последующим образованием впадины, которая заполняется осадочными породами. Процесс остывания указанной структуры зависит от теплопроводящих свойств окружающих её пород, а также от условий конвективного теплообмена между остывающим астенолитом и астеносферой. Тепловое поле отражает процесс остывания структуры (рифтогена) и является важной характеристикой её развития. Тепловое поле ДДВ отражает все особенности геологического развития региона и носит сложный характер. Так согласно данным, приведённым в монографии [Гавриш и др., 1989], средняя температура на глубинах порядка 1000 м изменяется от 25 до 51 °С, а на глубинах 3000 м – от 65 до 120 °С. Причём температура

постепенно увеличивается в юго-восточном направлении. Наиболее высокие значения температуры соответствуют зоне разрывных дислокаций в районе Левенцовка-Перещепино. Температурное поле также повышается над рядом структур ДДВ: Прилукской, Глинско-Розбышевской, Шебелинской, Шевченковской и др. Пониженные температуры соответствуют Ичнянской группе структур, для которой характерны открытые соляные штоки.

На формирование локальных температурных полей конкретных структур влияет большое количество разнообразных факторов: литологические особенности пород, динамика геотермальных вод, условия залегания пластов пород с различной теплопроводностью, анизотропия теплофизических свойств пород и многое другое. Однако если рассматривать установившиеся температурные поля достаточно протяжённых геоструктур, то здесь существенную роль играют глубинные тепловые потоки, поступающие из мантии и отражающие нынешнее состояние развития рифтогена, а также тепловые потоки, обусловленные радиоактивным распадом. На фоне этих глобальных процессов многими локальными тепловыми эффектами можно пренебречь. Опираясь на факты рифтового происхождения и развития ДДВ, которые предполагают в Герцинский период подход к нижним границам её коры серии мощных астенолитов [Гордиенко, Усенко, 2002] и дальнейший процесс остывания региона, появляется возможность построить фоновые температурные поля, характерные для трёх основных мегаблоков ДДВ – Черниговского, Полтавского и Харьковского, со всеми присущими им особенностями геологического строения земной коры. В настоящей статье на основе нестационарной тепловой модели проведено численное моделирование установившихся фоновых температурных полей земной коры в разрезах Черниговского, Полтавского и Харьковского мегаблоков ДДВ.

**Постановка и методика решения задачи**

Учитывая тот факт, что поперечные размеры рассматриваемых мегаблоков ДДВ существенно меньше соответствующих продольных размеров, их тепловые поля можно рассматривать как плоские. Принимая во внимание радиогенное тепловыделение пород и пренебрегая анизотропией теплофизических свойств окружающих пород, которая может быть связана с их неоднородностью и наличием трещин, воспользуемся изотропной нестационарной тепловой моделью. В этом случае общая постановка двумерной задачи теплопроводности в декартовой системе координат  $(x, y)$ , связанной с соответствующими тектоническими мегаблоками, имеет вид:

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

$$T(t=0) = T_{н}; \quad (2)$$

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

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

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

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

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 [Образцов и др., 1985], который сводится к решению вариационного уравнения теплопроводности:

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

При решении уравнения (5) используется восьмиузловой изопараметрический четырёхугольный криволинейный конечный элемент [Лубков, 2004]. В качестве глобальной системы координат, где объединяются все конечные элементы, на которые разбивается исследуемый объект, используется декартова система  $(x, y)$ . В качестве локальной системы координат, в кото-

рой определяются аппроксимирующие функции конечного элемента  $\varphi_i$  ( $i=1-8$ ) [Лубков, 2004] и проводится численное интегрирование, используется нормализованная система координат  $(\xi, \eta)$ . В этой системе координат (т.е. в пределах каждого конечного элемента) координаты, температура и её производные по координатам аппроксимируются следующим образом:

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

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

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

$$J = \frac{\partial y}{\partial \xi} \frac{\partial x}{\partial \eta} - \frac{\partial y}{\partial \eta} \frac{\partial x}{\partial \xi} -$$

якобиан перехода из  $(x, y)$  в  $(\xi, \eta)$ .

Исходя из соотношений (4)–(6) и полагая, что производная  $\partial T / \partial t$  является известной величиной и не варьируется, получаем систему линейных дифференциальных уравнений по времени относительно узловых значений температуры, представленную для каждого конечного элемента  $P$ :

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

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

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

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

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

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

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 учё-

том (8), получаем следующую систему линейных алгебраических уравнений:

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

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 [Образцов и др., 1985], 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 фоновых температурных полей ДДВ**

При моделировании тепловых полей в качестве объектов исследования были выбраны условные разрезы коры, характерные для северо-западного (Черниговского), центрального (Полтавского) и юго-восточного (Харьковского) мегаблоков ДДВ [Истомин, Евдошук, 2002]. Для всех мегаблоков были использованы характерные геологические распределения осадочных, гранитизованных и базальтовых пород. Для Черниговского мегаблока распределение на оси авлакогена было взято в соотношении: глины, алевриты – 2 км; песчаники – 1 км; алевролиты – 1 км; доломиты – 1 км, ниже – 19 км гранитизованных пород и 13 км – базальтовых. По мере приближения к бортам авлакогена, это распределение плавно переходит в соответствующие мегаструктуры Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ), которые в этом месте имеют приблизительно одинаковое строение: 0,5 км – осадочных пород; 44,5 км – гранитизованных пород и 10 км – пород базальтового слоя. Для Полтавского мегаблока распределение на оси авлакогена было выбрано: глины, алевриты – 2 км; песчаники – 4 км; алевролиты – 2 км; доломиты – 2 км; граниты – 8 км; базальты – 15 км, затем это распределение плавно переходит в соответствующие мегаструктуры УЩ и ВКМ, которые в данном месте схожи с аналогами Черниговского мегаблока. Для Харьковского мегаблока – на оси авлакогена: глины, алевриты – 2 км; песчаники – 8 км; алевролиты – 5 км; доломиты – 3 км; граниты – 5 км; базальты – 17 км, затем плавный переход в соответствующие мегаструктуры УЩ и ВКМ: 0,5 км – осадочных пород; 39,5 км – гранитизованных пород и 10 км –

пород базальтового слоя [Айзенберг и др., 1988]. В качестве массивов теплопроводности и температуропроводности были взяты средние значения величин для соответствующих пород [Дортман, 1976]: глины, алевриты – 1,70 Вт/(м×град) и  $7,05 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с; песчаники – 2,77 и  $11,48 \cdot 10^{-7}$ ; алевролиты – 1,99 и  $10,39 \cdot 10^{-7}$ ; доломиты – 4,06 и  $12,53 \cdot 10^{-7}$ ; граниты – 2,51 и  $9,16 \cdot 10^{-7}$ ; базальты – 1,27;  $5,55 \cdot 10^{-7}$ . Следуя данным, которые приведены в работе [Усенко, 2002], были выбраны средние значения радиогенной теплогенерации: осадочных пород – 1 мкВт/м<sup>3</sup>; гранитов – 0,92; базальтов – 0,3.

Согласно выводам, сделанным в работе Е.В. Артюшкова и С.Ф. Бацанина [Артюшков, Бацанин, 1984], средняя температура на разделе Мохо (М) на платформах оценивается в 300–500°C. Подход к основанию коры платформенных областей крупных масс аномально горячей мантии с температурой порядка 1200°C приводит к вулканизму и складчатости, в то же время подход аномальной мантии с умеренной температурой порядка 800°C вызывает экологитизацию в базальтовом слое и погружение с образованием глубоких впадин. Согласно выводам той же работы, подход к коре аномальной мантии происходит за время, малое по сравнению с временем тепловой релаксации литосферы, в то же время допускается достаточно интенсивный конвективный теплообмен между астеносферой и поднявшейся горячей мантией, что позволяет считать температуру горячей мантии на границе М постоянной. Руководствуясь этими выводами, учитывая увеличение температуры ДДВ в юго-восточном направлении [Гавриш и др., 1989], а также тот факт, что температура горячей мантии на границе М в Донецком бассейне, граничащем с Харьковским мегаблоком, оценивается в среднем 800–850°C [Усенко, 2002], при моделировании температурных полей ДДВ будем предполагать следующее:

- 1) для разреза Черниговского мегаблока, в 70-ти километровой окрестности авлакогена, температура на границе М полагается постоянной и равной 700°C, по мере приближения к граничащим структурам УЩ и ВКМ температура снижается до 400°C;
- 2) для Полтавского мегаблока – температура на границе М в окрестности авлакогена составляет 750°C и снижается на бортах до 450°C;
- 3) для Харьковского мегаблока – температура на границе М в окрестности авлакогена равна 800°C и уменьшается на бортах до 500°C.

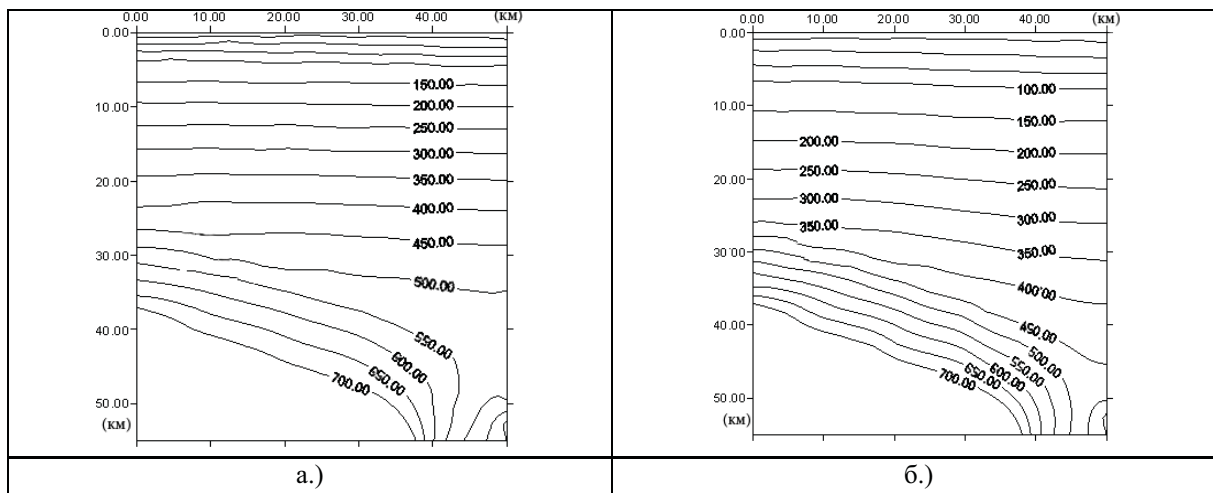
Во всех случаях среднюю температуру земной поверхности будем полагать равной 10°C.

В дальнейшем, ввиду близости к симметричному виду рассматриваемых фрагментов бокового сечения ДДВ [Истомин, Евдошук, 2002], при моделировании ограничимся рас-

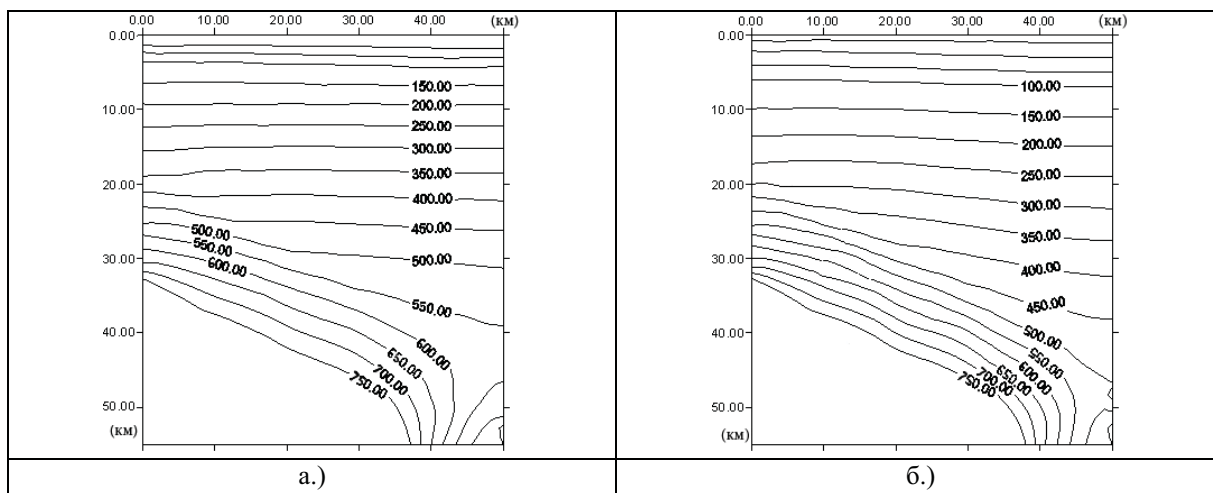
смотрением одной из симметричных половин.

На рисунках 1–3 (а, б) представлена структура установившихся температурных полей с учётом (а) и без учёта (б) радиогенного тепловыделения пород. Здесь по оси *x* отложено

удаление от оси авлакогена в сторону бортовой зоны (в км), по оси *y* – глубина (км). Рис. 1 соответствует Черниговскому мегаблоку, рис. 2 – Полтавскому и рис. 3 – Харьковскому.



**Рис. 1.** Фоновое температурное поле с учётом (а) и без учёта (б) радиоактивного тепловыделения пород в северо-западном (Черниговском) мегаблоке ДДВ



**Рис. 2.** Фоновое температурное поле с учётом (а) и без учёта (б) радиоактивного тепловыделения пород в центральном (Полтавском) мегаблоке ДДВ

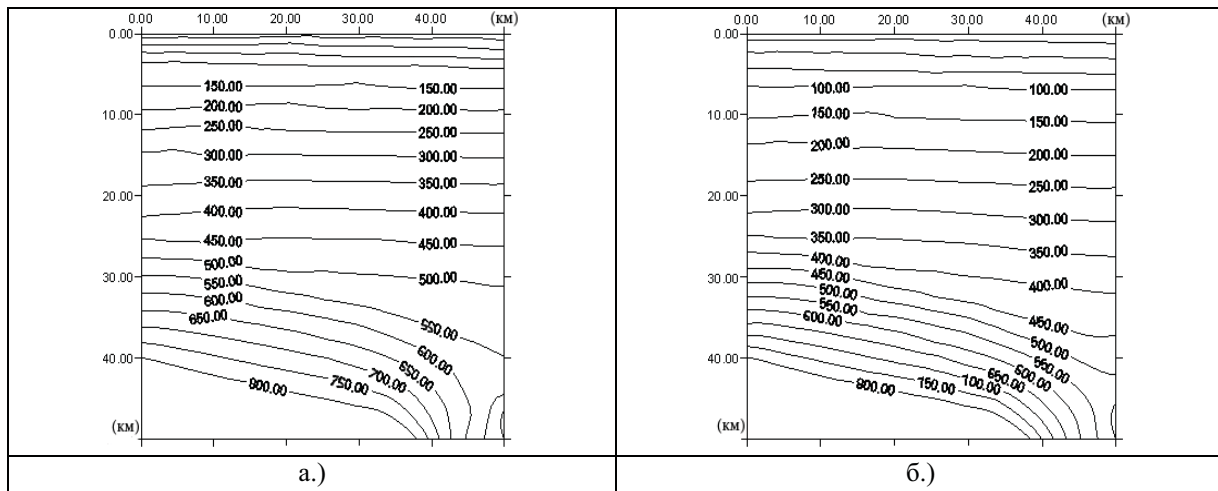
**Анализ результатов**

Анализ установившихся тепловых полей в разрезе северо-западного (Черниговского) мегаблока ДДВ с учётом и без учёта радиоактивного тепловыделения пород показывает, что в обоих случаях температурная отметка в 500°С не достигает нижней границы слоя гранитизованных пород. Таким образом, на нынешнем этапе развития здесь возможна лишь слабая эклогитизация нижних базальтовых слоёв коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Анализ установившихся тепловых полей в разрезе центрального (Полтавского) мегаблока ДДВ показывает, что в данном регионе отсутствуют все предпосылки для начала прогрессивной стадии гранулитовой фации

метаморфизма [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Однако здесь на нынешнем этапе развития сохраняются условия для продолжения процессов эклогитизации в нижних базальтовых слоях коры. Наконец, анализ установившихся тепловых полей в разрезе юго-восточного (Харьковского) мегаблока ДДВ показывает, что хотя и в этом регионе в настоящий период отсутствуют условия для продолжения процессов базификации, зато сохраняются условия для процессов интенсивной эклогитизации в нижних базальтовых породах. Сравнительный анализ тепловых полей показывает, что для всех трёх составляющих ДДВ мегаблоков заметные различия установившегося температурного поля имеют место в

нижней и средней частях коры, в верхней же части, начиная приблизительно с 10 км, температурные поля отличаются несущественно, в то же время, вклад радиоактивных источников,

начиная с глубин порядка 6 км, составляет приблизительно третью часть общего фонового температурного поля.



**Рис. 3.** Фоновое температурное поле с учётом (а) и без учёта (б) радиоактивного тепловыделения пород в юго-восточном (Харьковском) мегаблоке ДДВ

**Выводы**

Для всех трёх составляющих ДДВ мегаблоков заметные различия фонового температурного поля наблюдаются в нижней и средней частях коры, в верхней же части, начиная приблизительно с 10 км, температурные поля отличаются не существенно, в то же время, вклад радиоактивных источников, начиная с глубин порядка 6 км, составляет приблизительно третью часть общего фонового температурного поля. Температурные условия в базальтовых пластах нижней части коры демонстрируют увеличение вероятности образования производных эклогитовой фации метаморфизма в юго-восточном направлении. Из рисунков также видно, что расчётные значения фоновой температуры в приповерхностном слое согласуются с нижними границами средних температур ДДВ, измеренными на глубинах порядка 1000 и 3000 м в соответствии с данными [Гавриш, 1965]. Это может свидетельствовать о реалистичности выбранной тепловой модели и одновременно подтверждает факт о рифтовом происхождении и развитии ДДВ.

**Литература**

Айзенберг Д.Е., Перченко О.И., Бражникова Н.Е. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1988. – 147 с.  
 Артюшков Е.В., Бацаин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к её нижней границе аномальной мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1984, N 12. – С. 3–9.  
 Архангельский А.Д. Геологическое строение

СССР: Европейская и Среднеазиатская части. – М: Гос. науч.-тех. геол.-развед., 1932. – 425 с.

Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена) // Геол. журн. – 1965, вып. 6. – С. 13–23.  
 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.  
 Гордиенко В.В., Усенко О.В. Процесс рифтогенеза на примере герцинского Днепровско-Донецкого рифта // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 4. – С. 42–59.  
 Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. – М: Недра, 1976. – 527 с.  
 Истомин А. Н., Евдошук Н.И. Геодинамические условия формирования Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 6. – С. 143–155.  
 Лубков М.В. Определение статических чисел Лява и Шида методом конечных элементов // Геофиз. журн. – 2004. – 26, N 6. – С. 147–150.  
 Образцов И.Ф., Савельев Л.М., Хазанов Х.С. Метод конечных элементов в задачах строительной механики летательных аппаратов. – М.: Высшая школа, 1985. – 329 с.  
 Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 383 с.  
 Усенко О.В. Тепловой поток и современная ак-

тивизация Донецкого бассейна (по новым данным) // Геофиз. журн. – 2002. – 24, N 5. – С. 102–111.

Шатский Н.С. Избранные труды. – М: Наука, 1964. – 720 с.

### МОДЕЛЮВАННЯ ФОНОВИХ ТЕМПЕРАТУРНИХ ПОЛІВ ДДЗ

**М.В. Лубков**

Ґрунтуючись на даних про рифтове походження та розвиток Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), було проведено комп'ютерне моделювання фонових температурних полів земної кори у розрізах Чернігівського, Полтавського та Харківського мегаблоків ДДЗ. Показано, що помітні розбіжності температурного поля спостерігаються у нижній та середній частинах кори, у верхній частині, починаючи приблизно з 10 км, температурні поля відрізняються несуттєво. Разом з тим внесок радіоактивних джерел, починаючи з глибин порядку 6 км, складає приблизно третю частину загального приповерхневого фонових температурного поля. Температурні умови в гранітованих шарах нижньої частини кори вказують на збільшення ймовірності утворення похідних еклогітової фації метаморфізму в південно-східному напрямку. Порівняння отриманих результатів з даними вимірювань температурних полів у приповерхневому шарі підтверджує рифтову природу розвитку ДДЗ.

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

### MODELING OF THE PHONE TEMPERATURE FIELDS OF DDH

**M.V. Lubkov**

Using facts of rifting origin and development of Dneprovsko-Donetsky hollow (DDH), it was carried out computer modeling of the phone temperature fields of the earth crust in the cross sections of Chernigov, Poltava and Harkov megablocks of DDH. It was showed, that visible distinctions of the temperature fields were fixed in the lower and middle parts of the crust, in the upper part, starting from 10 km layer, temperature fields were differed very little. Also the contribution of radioactivity, from 6 km layer consisted of approximately a third part of the near surface common phone temperature field. The temperature conditions in basalt layers of the lower crust demonstrated increasing of probability of the forming derivatives of eclogite metamorphism in the south-east direction. The comparison of the obtained results with the temperature measurements data in the upper crust part supports rifting origin theory of DDH

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