

УДК 551.311

ДИНАМИКА ЭВОЛЮЦИИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ

© 1996 г. В. О. Михайлов¹, В. П. Мясников², Е. П. Тимошкина¹

¹Институт планетарной геофизики ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

²Институт автоматики и процессов управления, г. Владивосток

Поступила в редакцию 12.01.95 г.

Построена модель реологически расслоенной поверхностной оболочки, согласованная с уравнениями движения в мантии. Модель включает осадочный слой, литосферу, астеносферу и часть мантии, кровля астеносферы является реологической границей, учтены процессы осадконакопления и денудации. Получены уравнения для поля скоростей, температуры, плотности и рельефа слоев. На основе качественного анализа полученных уравнений и численными расчетами показано, что если система литосфера–астеносфера–верхняя мантия выведена из состояния равновесия под действием внутриплитных напряжений или движений в мантии, то она не может вернуться в исходное состояние после снятия внешних воздействий. По мере роста градиентов давления, в астеносфере начинают формироваться круговые течения, под действием которых литосфера продолжает двигаться от областей растяжения к областям сжатия даже после того, как внешние воздействия, сформировавшие области растяжения–сжатия прекращаются. Эти движения также усиливаются за счет термических и поверхностных процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Процесс формирования структур литосферы часто рассматривается исключительно как результат взаимодействия литосферных плит. При этом обычно учитывается лишь динамика литосферы без учета процессов, происходящих в астеносфере и мантии. В настоящее время становится все более очевидным, что такой подход является сильно упрощенным. Расчеты, проведенные в рамках различных моделей, например [1, 2 и др.], показывают, что если механические параметры слоев, составляющих поверхностную оболочку Земли, меняются в пределах трех-четырех порядков (например эффективная вязкость литосферы 10^{25} Па с, астеносферы – 10^{21} Па с, мантии – 10^{23} Па с), а характерный масштаб скорости составляет сантиметры в год, то даже в процессах длительностью 10^7 лет и более эти слои не могут двигаться независимо: движения литосферы инициируют движения в астеносфере и мантии и наоборот, движения в мантии должны вызывать соответствующие перемещения в астеносфере и литосфере. Эти теоретические оценки находят подтверждение в данных сейсмической томографии, которые показывают, что крупные поверхностные структуры, такие, как орогенные пояса и рифтовые зоны, имеют глубинные корни, простирающиеся далеко в глубь мантии. Формирование подобных корней может быть связано с различными причинами. Так, если движения литосферы связаны с процессами, происходящими на границах плит, то, как уже отмечалось, движения в литосфере должны инициировать перемещение

материала в астеносфере и мантии, что в свою очередь должно приводить к изменению распределения температуры, плотности и, возможно, фазового состояния глубинных слоев. Если движения литосферы вызваны конвекцией в мантии, то тем более должны обнаруживаться различия в плотности, термическом режиме и, возможно, фазовом состоянии вещества в областях восходящих и нисходящих потоков.

Для исследования взаимосвязи поверхностных и глубинных процессов нами использована модель реологически расслоенной поверхностной оболочки, включающая осадочный слой, литосферу, астеносферу и верхнюю мантию. Задача решена в погранслоном приближении. Для исследования взаимодействия погранслоя и основного объема мантии использована техника сшивки асимптотических разложений [3]. В данную модель кроме уравнений движения входят уравнения баланса тепла, учтена зависимость плотности от температуры, кровля и подошва астеносферы могут быть как вещественными, так и реологическими. В уравнение эволюции дневной поверхности включены процессы осадконакопления и денудации.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для описания процесса медленного деформирования пород на отрезках времени 10^6 лет и более использована модель линейно вязкой жидкости. Применение такой модели для литосферы иногда вызывает возражения, поскольку значи-

тельная часть деформаций в верхней части земной коры (~10 км) концентрируется в зонах разломов, и кроме того аномалии гравитационного поля для некоторых структур дают основания полагать, что литосфера способна поддерживать часть внешней нагрузки за счет изгибной жесткости. В данном случае нас интересуют процессы формирования крупных структур в оболочке мощностью ~100–200 км, поэтому влиянием эффективно упругого прослоя можно пренебречь. (Здесь все же необходимо отметить, что компенсация поверхностной нагрузки слоем сильно вязкой жидкости так же как и в случае упругой плиты не является локальной.)

Для описания движений в основном объеме мантии введем следующие характерные параметры:

$Ra = \frac{g_0 R^3}{\kappa_0 \nu_0}$ – число Релея, $t_0 = \frac{R^2}{Ra^{1/2} \kappa_0}$ – время конвективного перемешивания, $\nu_0 = R/t_0$ – скорость переноса тепла, где $g_0 = \frac{4}{3} \pi \rho_0 \gamma R$ – ускорение силы тяжести, R – радиус Земли, ρ_0 , η_0 , κ_0 – средние плотность, вязкость и температуропроводность мантии, $\nu_0 = \eta_0/\rho_0$ – кинематическая вязкость. Для основного объема мантии приняты следующие параметры: $\rho_0 = 3 \times 10^3$ кг/м³, $\eta_0 = 10^{23}$ Па·с, $\kappa_0 = 10^{-6}$ м²/с и при $R = 6.4 \times 10^6$ м, $g_0 = 10$ м/с² получаем $Ra = 10^8$.

Введем малый параметр $\varepsilon = 1/\sqrt{Ra} \approx 10^{-4}$ и следующие безразмерные величины (в скобках указаны характерные масштабы, на которые они обезразмерены): x_α – декартовы координаты (R), $u_\alpha = \{u, v, w\}$ – компоненты вектора скорости (ν_0), t – время (t_0), P – давление ($\rho_0 g_0 R$), T – температура (T_0), ϕ – гравитационный потенциал ($g_0 R$), Q_R – теплогенерация (Q_0), c_p – теплоемкость (c_{p0}), κ – теплопроводность (κ_0).

В безразмерных переменных уравнения, определяющие изменения во времени полей скоростей, плотности и температуры с учетом сделанных предположений имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x_\alpha} + \rho \frac{\partial \phi}{\partial x_\alpha} &= \varepsilon \frac{\partial}{\partial x_\beta} \times \\ &\times \left[\frac{\eta}{\eta_0} \left(\frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} + \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} - \frac{2}{3} \delta_{\alpha\beta} \frac{\partial u_\gamma}{\partial x_\gamma} \right) \right]; \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_\alpha}{\partial x_\alpha} &= 0; \\ \frac{dT}{dt} &= \varepsilon \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial x_\alpha} \right) + Q_R, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\delta_{\alpha\beta}$ – символ Кронекера, по повторяющимся греческим символам, как обычно, предполагается суммирование.

В окрестности поверхности модели введем растянутую координату $Z = z/\sqrt{\varepsilon}$ и вертикальную компоненту скорости $W = w/\sqrt{\varepsilon}$. Пусть поверхностная оболочка состоит из четырех однородных по вязкости слоев: погранслоевой части мантии с вязкостью $\eta_m = \eta_0$, маловязкой астеносферы ($\eta_a = \sqrt{\varepsilon} \eta_0$), сильновязкой литосферы ($\eta_l = \eta_0/\sqrt{\varepsilon}$), маловязкого осадочного слоя ($\eta_s = \sqrt{\varepsilon} \eta_0$). Плотность осадочного слоя будем считать постоянной и равной ρ_s , в остальных слоях плотность является функцией координат и времени $\rho(x, y, z, t)$. Задачу будем рассматривать в прямоугольных координатах, для двухмерного случая. Формулы для трехмерного сферического случая полностью аналогичны.

Выполним в пограничном слое разложение функций u, W, P по $\sqrt{\varepsilon} \approx 10^{-2}$, например для u :

$$u = u^{(0)}(x, Z) + \sqrt{\varepsilon} u^{(1)}(x, Z) + \dots$$

На верхней границе погранслоя ($Z = \zeta_s$) зададим граничные условия свободной поверхности, на внутренних границах модели (на кровле литосферы – ζ_l , астеносферы – ζ_a и мантии – ζ_m) – условия непрерывности нормальных и касательных напряжений и непрерывности компонент вектора скорости. Тогда получаем:

Осадочный слой $\zeta_l \leq Z \leq \zeta_s$:

$$\begin{aligned} P_s^{(0)} &= 0; \quad P_s^{(1)} = \rho_s(\zeta_s - Z); \\ \frac{\partial u_s^{(0)}}{\partial Z} &= \rho_s \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} (Z - \zeta_s); \end{aligned} \quad (2.1)$$

литосфера $\zeta_a \leq Z \leq \zeta_l$:

$$\begin{aligned} P_l^{(0)} &= 0; \quad P_l^{(1)} = \rho_s(\zeta_s - \zeta_l) + \\ &+ \int_{\zeta_l}^{\zeta_s} \rho dZ - \frac{2}{3} \frac{\partial u_l^{(0)}}{\partial x} + \frac{4}{3} \frac{\partial W_l^{(0)}}{\partial Z}; \quad \frac{\partial u_l^{(0)}}{\partial Z} = 0; \end{aligned} \quad (2.2)$$

астеносфера $\zeta_m \leq Z \leq \zeta_a$:

$$\begin{aligned} P_a^{(0)} &= 0; \quad P_a^{(1)} = \rho_s(\zeta_s - \zeta_l) + \\ &+ \int_{\zeta_l}^{\zeta_a} \rho(x, Z, t) dZ; \quad \frac{\partial P_a^{(1)}}{\partial x} = \frac{\partial^2 u_a^{(0)}}{\partial Z^2}; \end{aligned} \quad (2.3)$$

мантия $Z \leq \zeta_m$:

$$\begin{aligned} P_m^{(0)} &= 0; \quad P_m^{(1)} = \rho_s(\zeta_s - \zeta_l) + \\ &+ \int_{\zeta_l}^{\zeta_m} \rho(x, Z, t) dZ; \quad \frac{\partial u_m^{(0)}}{\partial Z} = 0. \end{aligned} \quad (2.4)$$

Кроме того, для каждого слоя могут быть выписаны уравнения для плотности и температуры. Заметим, что нулевой член разложения горизонтальной компоненты скорости в мантии и литосфере не зависит от вертикальной координаты Z .

Для согласования моделей мантии и погранслоя используем метод сращивания асимптотических разложений [3], согласно которому, для любой функции f , представленной в виде разложений по $\sqrt{\epsilon}$ в погранслое ($f^{(i)}$) и по ϵ в основном объеме модели ($f_{(i)}$), в районе поверхности модели ($z = R_0$) должны выполняться соотношения асимптотической эквивалентности:

$$[f^{(0)} + \sqrt{\epsilon} f^{(1)} + \dots]_{Z \rightarrow -\infty} \approx [f_{(1)} + \sqrt{\epsilon} Z \frac{\partial f_{(1)}}{\partial Z} + \dots]_{\epsilon \rightarrow 0, z = R_0},$$

где R_0 – гидродинамический радиус Земли (уровень свободной мантии). Из условий сшивки с глобальной моделью получаем следующие соотношения:

$$1) \quad \lim_{Z \rightarrow -\infty} u_m^{(0)}(x, Z, t) = u_{(1)}(x, R_0, t), \quad \text{откуда:}$$

$$u_m^{(0)}(x, t) = u_{(1)}(x, R_0, t).$$

Таким образом, на нижней границе погранслоя должно быть задано граничное условие – горизонтальная компонента скорости в мантии, как функция x и t . Обозначим эту функцию $u_0(x, t)$.

$$2) \quad \int_{-\infty}^{\zeta_l} (\rho - \rho_0) dZ + \rho_s (\zeta_s - \zeta_l) + \rho_0 (\zeta_l - R_0) = 0. \quad (3)$$

Это уравнение является обобщенным условием изостазии, поскольку согласно (3), в любом вертикальном сечении в любой момент времени на подошве поверхностной оболочки должно достигаться изостатическое равновесие (условие равенства давления), при этом на любом уровне внутри модели могут существовать ненулевые горизонтальные градиенты давления. Это уравнение может быть в частности использовано для определения положения гидродинамического радиуса R_0 при $t = 0$.

$$3) \quad \lim_{Z \rightarrow -\infty} \rho(x, Z, t) = \rho_0.$$

$$4) \quad \lim_{Z \rightarrow -\infty} W_m(x, Z, t) = -(Z - R_0) \frac{\partial u_0}{\partial x}.$$

Полагая, что в пределах слоев плотность зависит только от температуры с коэффициентом термического расширения α , получаем уравнения для

вертикальной компоненты скорости, например, для мантии:

$$W_m = -(Z - R_0) \frac{\partial u_0}{\partial x} + Q(x, Z), \quad (4)$$

где $Q(Z) = \alpha \int_{-\infty}^Z \left[\frac{\partial}{\partial Z} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial Z} \right) + \frac{Q_R(x, Z)}{\rho(x, Z, t) c_p} \right] dZ$, Q_R – теплогенерация.

Для горизонтальной компоненты скорости имеем уравнения:

$$\text{мантия:} \quad u_m = u_0(x, t); \quad (5.1)$$

$$\text{астеносфера:} \quad u_a = u_0(x, t) + u_v(x, Z, t); \quad (5.2)$$

$$\text{литосфера:} \quad u_l = u_0(x, t) + u_v(x, \zeta_a, t); \quad (5.3)$$

$$\text{осадочный слой:} \quad u_s = u_l(x, t) + \frac{\rho_s}{2} \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} [(Z - \zeta_s)^2 - (\zeta_s - \zeta_l)^2], \quad (5.4)$$

где $u_v(x, Z, t) = \int_{\zeta_m}^Z \int_{\zeta_m}^{Z'} \frac{\partial P_a^{(1)}}{\partial x} dZ'' dZ' + A(x, t)(Z - \zeta_m)$, $A(x, t)$ – неизвестная функция.

Для определения внутренних границ модели используем уравнение:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} = W, \quad (\zeta = \zeta_m, \zeta_a, \zeta_l), \quad (6)$$

которое для дневной поверхности дополним процессами осадконакопления ($\phi(x, t)$) и денудации ($\lambda \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2}$):

$$\frac{\partial \zeta_s}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} = W + \phi(x, t) + \lambda \frac{\partial^2 \zeta_s}{\partial x^2}. \quad (7)$$

Функция осадконакопления $\phi(x, t)$ может быть произвольной и зависеть, например, от глубины морского бассейна, расстояния от береговой линии и т.д. Подробный анализ данной модели выполнен в [4, 5]. Для того чтобы гидродинамический радиус оставался постоянным, необходимо положить:

$$\int_0^L \phi(x, t) dx = 0,$$

где $[0, L]$ – расчетная область вдоль оси x .

Теперь с использованием этих уравнений и обобщенного условия изостазии может быть получено уравнение для определения входящей в u_v неизвестной функции $A(x, t)$. Применяя к уравнению (3) оператор

$$\frac{\partial(\cdot)}{\partial t} + u_0 \frac{\partial(\cdot)}{\partial x}$$

и используя уравнения для $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ в слоях и уравнения (6)–(7), после соответствующих преобразований можно получить:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \int_{\zeta_m}^{\zeta_s} (u - u_0) \rho dZ \right\} = \left\{ \lambda \frac{\partial^2 \zeta_s}{\partial x^2} + \varphi \right\} \rho_s \quad (8)$$

(интегрирование ведется от ζ_m , поскольку ниже этой границы $u - u_0 \equiv 0$).

Это уравнение показывает, что суммарный перенос массы через любое вертикальное сечение модели должен быть с точностью до константы, задающей горизонтальный перенос всей модели в целом, равен переносу материала на поверхности за счет осадконакопления и денудации. При $\lambda = 0$, $\varphi \equiv 0$ это уравнение совпадает с уравнением, полученным в [6] в задаче о возвратном потоке в астеносфере. В результате находим уравнение, из которого может быть определена функция $A(x, t)$:

$$\begin{aligned} \rho_s \left\{ \frac{\rho_s}{3} \left[\frac{\partial \zeta_s}{\partial x} (\zeta_s - \zeta_l)^3 \right] + \lambda \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} + \int_0^x \varphi dx \right\} = \\ = A(x, t) \int_{\zeta_m}^{\zeta_s} P_a^{(1)} dZ + \int_{\zeta_m}^{\zeta_a} P_a^{(1)} \int_{\zeta_m}^Z \frac{\partial P_a^{(1)}}{\partial x} dZ dZ. \end{aligned} \quad (9)$$

Уравнения для температуры и плотности замыкают систему уравнений:

$$\begin{cases} \frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial Z} \right) + Q_R(x, Z); \\ \frac{d\rho}{dt} + \rho \frac{\partial Q(x, Z)}{\partial Z} = 0. \end{cases} \quad (10)$$

КАЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ УРАВНЕНИЙ

Рассмотрим некоторые особенности полученной системы уравнений.

1. Горизонтальная компонента скорости в литосфере, так же как и в мантии, не зависит от вертикальной координаты. При этом уравнения в литосфере и мантии для компонент вектора скорости (4, 5.1–5.3), плотности, температуры, и рельефа границ совершенно идентичны. Поэтому полученная модель может использоваться и для случая, когда литосфера состоит из набора слоев с вязкостью η_m и $\eta_m/\sqrt{\epsilon}$, например сильно вязкий слой занимает только верхнюю часть литосферы (всю кору или верхнюю часть коры), а ниже до кровли астеносферы располагается слой с вязкостью мантии. При этом для расчета давле-

ния и напряжений в слоях с вязкостью η_m надо использовать уравнения для мантии (2.4).

2. Горизонтальная компонента скорости в литосфере и астеносфере состоит из двух компонент: $u_0(x, t)$ связанной с внешними воздействиями и u_v — определяемой горизонтальными градиентами давления на уровне астеносферы и перераспределением внешней нагрузки. Аналогично и вертикальная компонента скорости может быть представлена в виде суммы двух составляющих:

$$w_0 = -(Z - R_0) \frac{\partial u_0}{\partial x};$$

$$w_v = - \int_{\zeta_m}^Z \frac{\partial u_v}{\partial x} dZ + Q(x, Z),$$

где $w_0(x, Z, t)$ определяется внешними воздействиями, а $w_v(x, Z, t)$ кроме движений под действием горизонтальных градиентов давления и перераспределения внешней нагрузки включает также вертикальные движения, связанные с изменением температуры.

3. Функция u_v в свою очередь также состоит из двух компонент, которые можно исследовать по отдельности, если выразить функцию $A(x, t)$ из (9) и подставить в выражение для u_v . Одна из этих компонент связана с перераспределением поверхностной нагрузки (осадконакопление, денудация, вязкое течение пород осадочного чехла — левая часть уравнения (9)). Она аналогична течению Куэтта [7], поскольку ее скорость пропорциональна $(Z - \zeta_m)$. Вторая компонента течений, формируется под действием горизонтальных гради-

ентов давления в астеносфере $\frac{\partial P_a^{(1)}}{\partial x}$. Рассмотрим поведение этих компонент.

Под действием процессов осадконакопления и денудации происходит транспортировка материала от поднятий, формирующихся в областях сжатия, к депрессиям в зонах растяжения. Для изостатической компенсации этого процесса в астеносфере должно возникать течение противоположного направления — из-под областей растяжения под области сжатия. Вслед за астеносферой в том же направлении должна двигаться и литосфера, что приведет к дополнительному растяжению в осадочных бассейнах и сжатию в горных областях. Важно, что это может произойти уже после остановки мантийных движений. Таким образом, эта компонента движения направлена в том же направлении, что и движения в мантии $u_0(x, t)$, создавшие области растяжения и сжатия на “активной” стадии. Поверхностные процессы усиливают возмущения, возникающие в среде под действием внешних сил и препятствуют возвра-

щению системы в исходное состояние после того, как внешние силы прекращают свое действие.

Характер поведения второй составляющей ясен из уравнения (8), которое включает только компоненту u_v . При отсутствии поверхностных процессов (правая часть уравнения (8)), горизонтальная компонента скорости должна быть такой, чтобы суммарное перемещение материала в каждом вертикальном сечении было равно нулю. Иными словами, если через некоторую часть вертикального сечения модели происходит перемещение материала в положительном направлении оси Ox , то оно должно компенсироваться перемещениями в обратном направлении. Поскольку в литосфере функция u_v не зависит от Z и равна скорости на кровле астеносферы, изменение направления вектора скорости может происходить только в астеносфере. Отсюда следует, что возникающие под действием внешних воздействий градиенты давления в астеносфере должны приводить к формированию в ней круговых течений. Ниже при анализе результатов численных расчетов будет показано, что круговые течения в астеносфере приводят к движениям в литосфере в том же направлении, что и течения, компенсирующие поверхностные процессы, т.е. они также препятствуют возвращению системы в исходное состояние.

Возможности качественного анализа системы уравнений (4)–(7) ограничены. Численное решение этих уравнений получено с применением конечно-разностных схем. Разработанное программное обеспечение позволяет исследовать различные типы движений, влияние начального распределения температуры и плотности, рельефа слоев. Важно отметить, что кроме начальных данных (распределения плотности, температуры, мощности слоев) решение зависит только от $u_0(x, t)$. Если эта функция задана, то могут быть определены горизонтальные и вертикальные компоненты скорости во всех слоях и термическая компонента $Q(x, Z)$, что имеет принципиальное значение для достижения единственности решения задачи палеотектонического анализа [8].

Полученная система уравнений может быть также использована и для случая, когда горизонтальная компонента скорости задана не в мантии, а в литосфере (например, для моделирования процессов внутриплитного растяжения или сжатия под действием процессов, происходящих на границах плит).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Рассмотрим в качестве иллюстрации к приведенному выше качественному анализу следующий пример. Пусть погранслой включает мантию

мощностью 60 км, выше которой расположена астеносфера мощностью 60 км, литосфера (99 км) и осадочный слой, мощность которого при $t = 0$ равна 1 км. (Расположенный под астеносферой слой мантии используется только для пересчета плотности при изменении температуры. Поскольку при характерных отрезках времени моделирования ~ 100 млн. лет кондуктивное остывание мантии незначительно, мощность слоя мантии на результаты расчета практически не влияет.) Предполагалось, что ниже погранслойной части мантии плотность постоянна и равна ρ_0 . В процессе моделирования рассчитывалось также положение границы M , как вещественной границы по уравнению (6). Глубина до поверхности M равна 30 км. Рельеф слоев при $t = 0$ горизонтальный, начальное распределение плотности не зависит от x . Плотность осадков 2.4×10^3 кг/м³, плотность коры линейно возрастает от 2.6 на кровле до 2.8×10^3 кг/м³ на подошве, на границе M скачок плотности составляет 0.4×10^3 кг/м³, в нижней литосфере плотность растет от 3.2 до 3.35×10^3 кг/м³, в астеносфере от 3.35 до 3.36×10^3 кг/м³, плотность мантии постоянна и равна 3.36×10^3 кг/м³. Теплопроводность мантии, литосферы и осадочного слоя 10^{-6} м²/с, для уменьшения термического градиента в астеносфере ее теплопроводность принята равной 15×10^{-7} м²/с. Кровля астеносферы определялась как фазовая граница с температурой 1400°. Если концентрация базальтового расплава составляет 5–10%, то теплотой кристаллизации базальтового расплава при перемещении кровли астеносферы можно пренебречь (оценка влияния этого процесса сделана, например, в [9]). В качестве начального распределения $T(x, Z, 0)$ выбрано стационарное распределение температуры, рассчитанное методом установления.

При проведении расчетов на первой относительно короткой стадии (5–10 млн. лет) “включались” мантийные или внутриплитные движения ($u_0(x, t)$), при этом осадконакопление и денудация не действовали. Затем исследовались движения в слоях, происходящие под действием сформированных на “активной” стадии градиентов давления и возмущений температуры ($u_v(x, Z, t)$). Схема с относительно короткопериодными фазами растяжения–сжатия приемлема для моделирования процесса формирования структур под действием внутриплитных напряжений, для процессов, происходящих под действием мантийных движений, она, по-видимому, является менее реалистичной. В данном случае такая схема выбрана для того, чтобы отдельно исследовать вклад различных факторов.

Итак, пусть на активной стадии $0 \leq t \leq 10$ млн. лет движения в мантии описываются функцией $u_0(x, t) = A_0 \sin(2\pi x/L)$, где L – размер расчетной области по горизонтали, $A_0 = 8$ см/год. К концу этого периода в центре расчетной облас-

•ти формируется зона сжатия, по бокам которой расположены две зоны растяжения (рис. а). Важно отметить, что компонента $u_v(x, Z, t)$ начинает проявляться лишь по мере роста градиентов давления. Поскольку при $t = 0$ распределение плотности зависело только от вертикальной координаты, в течение почти всей фазы быстрого растяжения значения $u_v(x, Z, t)$ малы по сравнению с $u_0(x, t)$ и горизонтальная компонента скорости в литосфере практически не отличалась от скорости в мантии. При таких величинах скоростей результаты моделирования не зависят от того, задана горизонтальная компонента скорости в мантии или в литосфере, т.е. от того, какие процессы инициируют эти движения, внутриплатное растяжение-сжатие или конвекция в мантии.

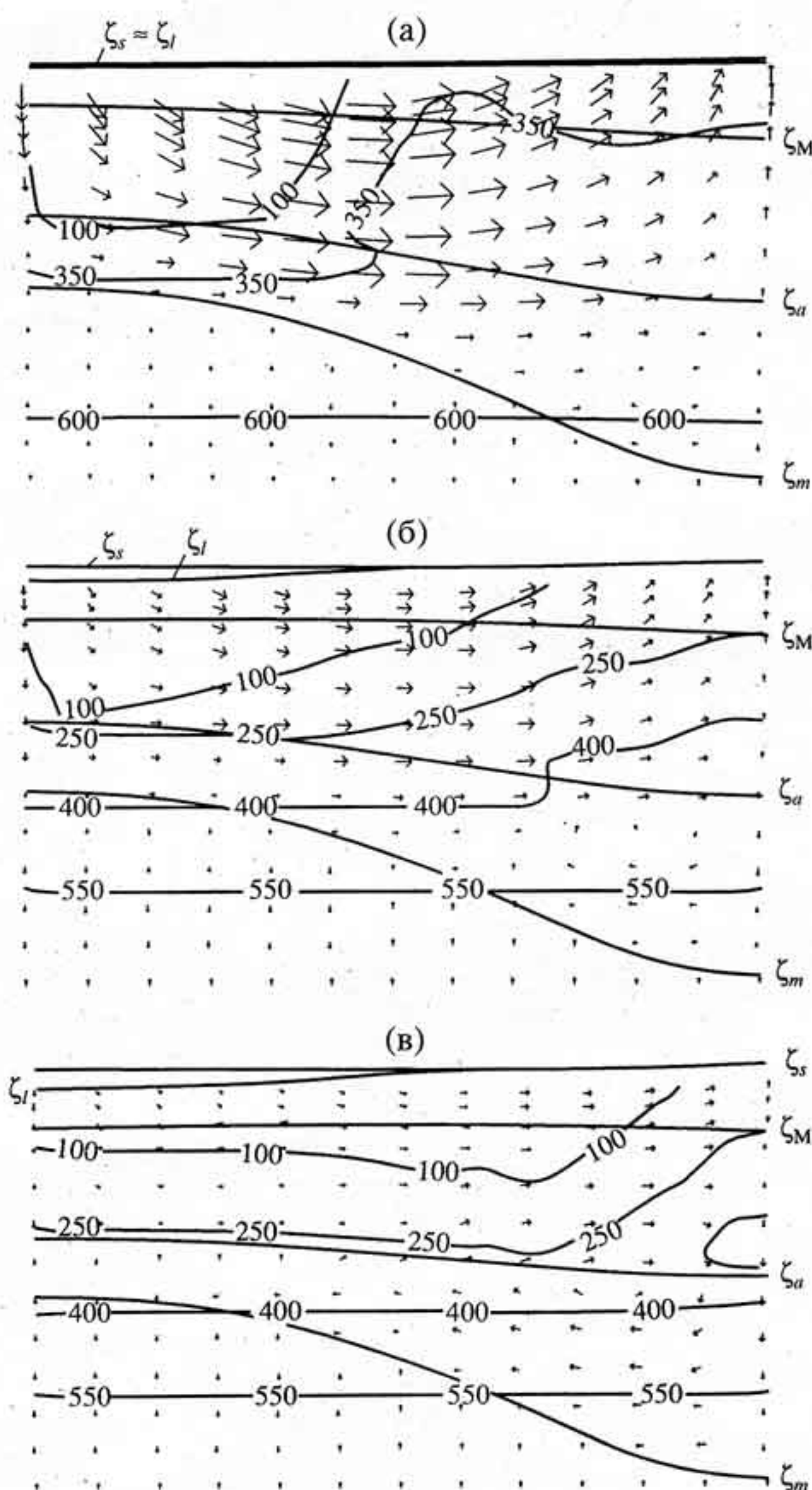
Если на поверхности фундамента в момент времени $t = 0$ зафиксировать точки $x_i = (i - 1)\Delta x$ и следить за их перемещением во времени, то могут быть рассчитаны

$$\beta_i(t) = (((x_i(t) - x_{i-1}(t))^2 + (z_i(t) - z_{i-1}(t))^2) / dx - 1) \times 100\%$$

– коэффициенты растяжения ($\beta > 0$) или сжатия ($\beta < 0$), значения которых определены для многих бассейнов по реконструкции систем литрических сбросов или по изменению мощности слоев литосферы.

К концу активной стадии в области сжатия формируется поднятие высотой 3.5 км, в областях растяжения – депрессии, глубиной 2.4 км (эрозия и седиментация отсутствуют). Максимальные коэффициенты растяжения при этом не превосходят 38%, сжатия – 27%. Мощность консолидированной коры в областях растяжения уменьшилась с 30 км при $t = 0$ до 21 км при $t = 10$ млн. лет. В области сжатия мощность коры увеличилась до 40 км. В процессе относительно быстрого растяжения изменение мощности всех входящих в модель слоев оказалось практически одним и тем же. Таким образом результаты моделирования не поддерживают гипотезу, выдвинутую в работе [10] о возможности существенного изменения коэффициента растяжения слоев с глубиной.

При $t < 10$ млн. лет поверхностные процессы не действовали, поэтому к концу активной стадии контрастность рельефа достигла 5.9 км и после остановки мантийных движений при $t > 10$ млн. лет начинается активная транспортировка материала по поверхности. В данном примере осадконакопление и денудация моделировались с помощью функции $\phi(x, t)$, которая полагалась прямо пропорциональной отклонению рельефа дневной поверхности $\zeta_s(x, t)$ от ее среднего уровня. В результате изменения поверхностной нагрузки возникают движения в слоях модели, при этом значения горизонтальной компоненты скорости при $t =$



Развитие областей растяжения (слева) и сжатия (справа) на различных этапах эволюции: ζ_s – поверхность осадочного слоя; ζ_l – поверхность кристаллического фундамента; ζ_M – поверхность Мохо; ζ_a – кровля термической астеносферы; ζ_m – кровля мантии. Изолинии – давление в МПа, стрелки – векторы скорости движения в слоях. Изображена левая половина модели от 0 до $L/2$. (а) – поле скоростей, давление и положение границ после окончания растяжения под действием внешних сил ($t = 10$ млн. лет). Движения в мантии связаны только с изменением температуры, движения в астеносфере и литосфере в основном определяются переносом материала поверхностными процессами от поднятия (справа) в прогиб (слева); (б) – то же к концу стадии активного осадконакопления и денудации ($t = 20$ млн. лет). В прогибе (слева) сформирован осадочный слой мощностью 5.3 км. Отметьте зарождение кругового течения в астеносфере под областью поднятия (внизу справа), а также уменьшение скорости движений и выравнивание давления по сравнению с (а); (в) – то же при $t = 50$ млн. лет. Круговое течение под областью поднятия, где астеносфера имеет большую мощность, значительно более интенсивно, чем под осадочным бассейном. В литосфере продолжается движение от области растяжения к области сжатия.

= 10 млн. лет растет снизу вверх от нуля на поверхности мантии до 1.9 см/год в литосфере. Вдоль горизонтальной оси Ox эта функция имеет максимумы в зонах растяжения и минимум в зоне сжатия, т.е. повторяет распределение функции $u_0(x, t)$ на активной стадии. В силу принятой схемы расчета, движения на этой стадии полностью определялись поверхностными процессами, движения под действием градиентов давления и термические процессы играли подчиненную роль.

Ко времени $t = 20$ млн. лет (рис. 6) рельеф дневной поверхности в значительной степени выравнивается и движения в основном начинают определяться внутренними источниками энергии. На этом этапе экстремальные значения горизонтальной компоненты скорости уменьшаются до 0.5 см/год, а в астеносфере начинают формироваться круговые течения (рис. 16). Как уже отмечалось в предыдущем разделе, движения, происходящие после прекращения внешних воздействий, увеличивают растяжение в области погружения (при $t = 20$ млн. лет до $\beta_{\max} = 47\%$) и сжатие в области поднятия (до $\beta_{\min} = -32\%$). К этому времени в области растяжения формируется осадочный бассейн мощностью 5.5 км.

К $t = 50$ млн. лет (рис. в) движения постепенно затухают, максимальные значения горизонтальной компоненты скорости в литосфере 0.25 см/год, в астеносфере — 0.3 см/год. При этом в области сжатия, где слой астеносферы имеет большую мощность, чем в областях растяжения, значения горизонтальной компоненты скорости значительно выше. Мощности вновь формирующихся осадочных слоев со временем убывают: мощность слоя, сформированного от 10 до 15 млн. лет составляет 4.1 км, за каждые последующие 5 млн. лет формировались слои мощностью 2.2; 1.1; 0.7; 0.3; 0.24; 0.15; 0.09 км.

Характерной особенностью движения на последней стадии являются круговые течения в астеносфере, которые развиваются на границе области сжатия, там, где увеличивается мощность астеносферы. Интенсивность этих течений зависит от мощности астеносферы. Важно, что и на этой стадии литосфера продолжает двигаться от области растяжения к области сжатия, т.е. после остановки внешних воздействий система не может вернуться в исходное состояние.

На активной стадии изменение температуры определялось процессами тепло-массопереноса. К концу активной стадии в области растяжения тепловой поток был выше, чем в области сжатия. К концу второй стадии ($t < 20$ млн. лет), в результате интенсивного размыва в области сжатия и осадконакопления в области растяжения, распределение теплового потока меняется — в области сжатия он становится на 70% выше, чем в области растяжения. Процесс кондуктивной передачи

тепла на этой стадии был незначительным. После замедления темпов осадконакопления и денудации скорости движений в слоях уменьшаются и начинается постепенное выравнивание изотерм: охлаждение нижних слоев коры в прогибе и разогрев низов коры в области сжатия.

Важной особенностью полученных результатов является то, что значительная глубина осадочного бассейна (> 10 км) и глубокий размыв в области сжатия (> 5 км) получены при относительно малых коэффициентах растяжения ($\approx 30\%$). Это происходит благодаря учету горизонтальных движений в литосфере, возникающих в процессе изостатической компенсации поверхностной нагрузки и релаксации градиентов литостатического давления. Для получения такой глубины осадочного бассейна в рамках, например модели [11], необходимо растяжение порядка 80% и более. В литературе неоднократно отмечалось, что модель [11] дает завышенные оценки коэффициента растяжения по сравнению с теми оценками, которые могут быть получены по реконструкции систем литрических сбросов или по данным об изменении мощности земной коры [12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построенная модель демонстрирует достаточно сложный характер движений в реологически расслоенной поверхностной оболочке Земли. Результаты расчетов показывают необходимость учета внутренних градиентов давления и температуры, а также процессов осадконакопления и денудации при моделировании эволюции областей растяжения и сжатия.

Основные особенности эволюции рассмотренной системы состоят в следующем.

- В процессе растяжения или сжатия поверхностной оболочки в ней возникают возмущения давления, под действием которых происходит формирование круговых течений в астеносфере. Под воздействием этих течений литосфера движется от областей растяжения к областям сжатия. Эти движения могут происходить уже после прекращения действия внешних сил, что препятствует возвращению системы в исходное положение.

- В процессе изостатической компенсации изменений поверхностной нагрузки в литосфере возникают горизонтальные движения, приводящие к дополнительному растяжению в осадочных бассейнах и сжатию в областях размыва.

- На стадиях активного растяжения-сжатия мощность различных слоев меняется практически одинаково, не обнаруживается существенного изменения коэффициентов растяжения-сжатия с глубиной.

Согласование модели эволюции поверхностной оболочки с уравнениями динамики мантии

позволяют получить дополнительные условия для движений в поверхностных слоях. В результате при моделировании эволюции поверхностной оболочки достаточно задать только горизонтальную компоненту движений в литосфере или мантии как функцию горизонтальных координат и времени, что весьма существенно при решении задач реконструкции палеотектонических движений.

В данной работе нами рассмотрен наиболее простой пример расчета, в котором различные процессы были искусственно разделены во времени. Модель позволяет исследовать значительно более широкий спектр ситуаций: учесть начальное распределение мощности слоев и температуры, ввести несколько фаз активного растяжения и сжатия, рассмотреть более сложные движения в мантии, варьировать параметрами процессов осадконакопления и денудации.

Эволюция поверхностных структур оказывается весьма чувствительной к распределению плотности с глубиной. Если, например, в астеносфере и мантии имеются даже небольшие градиенты плотности ($\sim 0.1 \text{ кг/м}^3$ на км), то после стадии активного растяжения-сжатия в них возникают градиенты давления, которые приводят к увеличению скорости и амплитуды перемещений на стадии релаксации. Изменение распределения плотности в верхних слоях модели существенно влияет на распределение аномалий гравитационного поля, поэтому согласование гравитационных аномалий, так же как и скоростей неотектонических и палеотектонических движений (последние по кривым погружения) являются важным тестом при моделировании процесса формирования реальных структур. С другой стороны данная модель может быть использована для тестирования плотностных моделей, путем расчета современной тенденции эволюции поверхности при заданном плотностном распределении в литосфере, астеносфере и мантии.

Работа сотрудников ОИФЗ РАН В.О. Михайлова и Е.П. Тимошкиной выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундамен-

тальных исследований (грант 93-05-8444) и Международного научного фонда (грант MGB000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мясников В.П., Каракин А.В. Гидродинамический эффект поверхностного погранслоя в гидродинамической модели эволюции планет земной группы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 813-817.
2. Мясников В.П., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. К вопросу о взаимодействии мантии с реологически расслоенной поверхностной оболочкой Земли // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 771-773.
3. Мясников В.П., Савушкин В.Д. Метод малого параметра в гидродинамической модели эволюции Земли // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. С. 1083-1086.
4. Михайлов В.О. Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3-18.
5. Михайлов В.О. Применение математических моделей для исследования платформенных структур // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Математические методы и автоматизированные системы в геологии. 1987. Вып. 36. 10 с.
6. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика // М.: Мир, 1985. Т. 2. 730 с.
7. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика // М.: Наука, 1986. 733 с.
8. Михайлов В.О., Мясников В.П. К математической теории палеотектонического анализа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 230. С. 851-855.
9. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. Анализ данных по хребту Гаккеля на основе термической модели океанической рифтовой зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 331. С. 497-499.
10. Royden L., Keen C.E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curve // Earth Planet. Sci. Letters. 1980. V. 51. P. 343-361.
11. McKenzie D. Some remarks on the development of the sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Letters. V. 40. P. 25-32.
12. Зиглер П.А. Геодинамика рифтинга и ее влияние на размещение углеводородов // Геодинамика и эволюция осадочных бассейнов. Тезисы докладов международного симпозиума. М. 1992. С. 61.