

## ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ: ОПЫТ ИФЗ РАН

© 2019 г. В. О. Михайлов<sup>1\*</sup>, Е. П. Тимошкина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: mikh@ifz.ru

Поступила в редакцию 13.06.2018 г.

Принята в печать 15.08.2018 г.

Представлены основные результаты, полученные в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН в области численного геодинамического моделирования структур литосферы. Уже в первых моделях была поставлена задача описания эволюции во времени границ слоев, слагающих геологические структуры, что необходимо для детального сопоставления результатов моделирования с данными геологии и геофизики. В 1983 г. уравнение движения верхней границы модели было дополнено описанием процессов осадконакопления и денудации. С использованием этого уравнения удалось не только построить геодинамические модели формирования осадочных бассейнов различного типа, но и выполнить математический анализ задачи об определении скоростей палеотектонических движений по данным о мощности, возрасте и фациальном составе осадочных слоев.

Новые данные о процессах формирования и эволюции крупномасштабных тектонических структур получены в рамках модели реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли, асимптотически согласованной с конвективной моделью мантии. В частности, исследована роль маломасштабной конвекции в формировании структур литосферы в тектонических обстановках растяжения и сжатия. Численные результаты демонстрируют определяющую роль маломасштабной конвекции в астеносфере в формировании осадочных бассейнов (пострифтовых, на пассивных континентальных окраинах, в предгорных прогибах). Построенные модели послужили основой для постановки задач интерпретации разнородных данных геологии и геофизики в рамках моделей геодинамики. Приведены примеры постановки обратных задач и библиография.

*Ключевые слова:* численное геодинамическое моделирование, осадочные бассейны, тектонические структуры, маломасштабная конвекция

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-333720191122-133>

### ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемое в работе направление геодинамического моделирования структур литосферы зародилось в МГУ на семинаре, руководимом академиком В.П. Мясниковым, в начале 70-х годов XX века. Многие из участников этих работ начали переходить в ИФЗ РАН уже в середине 70-х годов, где это направление и продолжает развиваться до настоящего времени. В статье дан обзор основных результатов, полученных в ИФЗ РАН авторами этой статьи и их коллегами в области моделирования процесса формирования структур в литосфере: осадочных бассейнов, горных сооружений, рифтовых зон. Часть этих результатов в настоящее время достаточно известна и используется в России

и за рубежом. Мы надеемся, что ряд обсуждаемых ниже результатов также со временем получит свое признание. Рамки журнальной статьи не позволяют дать обзор всего обширного спектра работ, выполненных в ИФЗ РАН в области геодинамики другими коллективами, в частности, широко известных работ академика РАН Е.В. Артюшкова, чл.-корр. РАН В.П. Трубицына и их учеников.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ДЕНУДАЦИИ

Уже при построении первой геодинамической модели в начале 70-х годов была поставлена задача расчета не только полей смещений в слоях модели, но и рельефа границ геологического

разреза [Занемонец и др., 1976]. Это принципиально важно для детального сопоставления результатов моделирования с геологическими и геофизическими данными и для решения обратных задач в рамках геодинамических моделей. Насколько известно авторам, в этой статье переход от поля скоростей к рельефу границ литосферы был осуществлен впервые. Для этого было использовано уравнение:

$$\frac{\partial z(x, y, t)}{\partial t} = W(x, y, t) - U(x, y, t) \frac{\partial z(x, y, t)}{\partial x} - V(x, y, t) \frac{\partial z(x, y, t)}{\partial y}, \quad (1)$$

где:  $\{U, V, W\}$  – компоненты вектора скорости в слоях модели, как функции координат и времени,  $z(x, y, t)$  – рельеф границ слоев литосферы,  $\{x, y, z\}$  – декартова система координат с осью  $Oz$ , направленной вверх. Уравнение (1) это условие того, что граница между слоями всегда проходит по одним и тем же материальным точкам среды.

Первые же результаты моделирования тектонических структур и решения обратных задач геофизики в рамках геодинамических моделей (см., например, [Гордин и др., 1978]) показали, что с помощью уравнения (1) можно описать только узкий класс так называемых постседиментационных структур, которые образуются в уже сформированном осадочном чехле при отсутствии процессов осадконакопления и денудации. Снять это ограничение удалось после того, как в уравнение для верхней границы модели  $z^*(x, y, t)$  было включено описание процессов осадконакопления и денудации. Для этого в работе [Михайлов, 1983] впервые было предложено использовать уравнение:

$$\frac{\partial z^*(x, y, t)}{\partial t} = W - U \frac{\partial z^*}{\partial x} - V \frac{\partial z^*}{\partial y} + \lambda \Delta z^*(x, y, t) + \varphi(x, y, z^*, t...), \quad (2)$$

где: лапласиан  $\lambda \Delta z^*(x, y, t)$  моделирует процесс эрозии и переотложения материала на дневной поверхности, а функция  $\varphi(x, y, z^*, t...)$  описывает скорость поступления или выноса материала за пределы области счета. Функция  $\varphi$  может иметь сложный вид: зависеть от времени, от рельефа верхней границы и других факторов. Так, например, при моделировании пассивных континентальных окраин было использовано уравнение, в котором скорость осадконакопления  $\varphi$  экспоненциально убывала с удалением от береговой

линии [Михайлов, 1986]. В англоязычной литературе аналогичное уравнение впервые использовано в работе [Waltham, 1992].

Поскольку уравнение (2) применимо к широкому классу осадочных бассейнов, рассмотрим его более подробно. Формирование осадочных слоев происходит на дневной поверхности или на дне моря  $z^*(x, y, t)$ , следовательно, подошва каждого осадочного слоя  $i$  в начале его формирования  $t = t_i$  совпадает верхней границей модели  $z_i(x, y, t_i) = z^*(x, y, t_i)$ . Далее при  $t > t_i$ , рельеф внутренних границ  $z_i$  рассчитывается по формуле (1), а рельеф верхней границы – по формуле (2). В результате в процессе смещений под действием поля скоростей  $\{U, V, W\}$ , траектория движения материальных точек, которые располагались в момент времени  $t_i$  на верхней границе модели  $z^*$ , и движение самой верхней границы не совпадают. На некоторых участках граница  $z_i$  оказывается ниже дневной поверхности  $z_i(x, y, t) < z^*(x, y, t)$ . В этом случае мы полагаем, что в пространстве между границами  $z_i$  и  $z^*$  происходит накопление нового осадочного слоя с возрастом меньше  $t_i$ . В процессе моделирования, на поверхности  $z^*$  в заданные моменты времени можно вводить систему подвижных точек, для которых фиксируется их глубина, удаление от береговой линии и т.д. Таким образом в модель вводятся новые осадочные слои с известным возрастом и фаціальным составом. Естественно принять, что на тех участках, где граница  $z_i$  оказывается выше дневной поверхности  $z_i(x, y, t) > z^*(x, y, t)$  происходит размыв, и к дневной поверхности выходят слои, располагавшиеся глубже границы  $z_i$ .

Уравнение (2) позволяет не только моделировать различные типы осадочных бассейнов, но и выполнить математическое исследование задачи палеотектонического анализа о восстановлении поля скоростей тектонических движений по данным о мощности, возрасте и фаціальном составе осадочных слоев [Михайлов, 1989; Mikhailov, 1993b]. Действительно, пусть в осадочном разрезе выделено  $N$  осадочных слоев  $i = 1, 2..N$ , их рельеф в настоящий момент времени  $t = T$  обозначим  $z_i(x, y, T)$ . Рассмотрим вертикальную скважину, расположенную в точке  $(x, y)$ . Если эта скважина не пересекает разломы, по которым произошли существенные сдвиги или надвиги, то изменением мощности осадочных слоев в процессе формирования осадочного бассейна можно пренебречь и положить, что скорости тектонических движений от глубины не зависят. (Это условие иногда нарушается, например, при наклонном залегании

слоев, когда смещение точек по горизонтали зависит от вертикальной координаты. Этот эффект легко устранить, если использовать не кажущуюся, а истинную мощность слоев.) Тогда в подвижной системе координат, связанной с точкой  $(x, y)$ , уравнения (1) и (2) принимают простой вид (в формулах (3)–(5) все величины относятся уже к подвижной системе координат):

$$\frac{dz}{dt} = W(t), \quad \frac{dz^*}{dt} = W(t) + \varphi(t) \quad (3)$$

и положение поверхности  $i$ -го слоя в настоящий момент времени  $t = T$  будет определяться формулой:

$$z_i(T) = \int_{t_i}^T W(t) dt + z^*(t_i). \quad (4)$$

Напомним, что при задании начального условия мы полагаем, что материал  $i$ -го слоя начинал откладываться на земную поверхность  $z^*(t_i)$ . Из (4) следует, что мощность каждого слоя в точке  $(x, y)$  равна:

$$H_i(T) = z_i(T) - z_{i-1}(T) = \int_{t_{i-1}}^{t_i} W(t) dt + [z^*(t_i) - z^*(t_{i-1})]. \quad (5)$$

Из формулы (5) следуют главные положения метода мощностей: мощность слоя определяется суммарным вертикальным перемещением за время его формирования (без учета изменения мощности слоя в процессе последующего деформирования), при этом надо учесть седиментологическую поправку на разность глубины осадконакопления в начале и в конце формирования данного слоя (член в квадратных скобках). Никакой дополнительной информации о характере перемещений за интервал времени  $(t_{i-1} - t_i)$  только по данным о мощности, возрасте и фаціальном составе осадочных слоев, без привлечения дополнительной информации получить невозможно, как невозможно и восстановить горизонтальную компоненту скорости смещений.

Имеется ряд подходов к оценке горизонтальных и вертикальных смещений. Например, если известна геометрия разломов, в результате движений по которым формировался осадочный бассейн, то при определенных предположениях можно реконструировать процесс движения по разломам и тем самым определить горизонтальные и вертикальные перемещения. В различных модификациях метода сбалансированных разрезов отдельные части разреза перемещают

вручную или с помощью простых алгоритмов с сохранением длин или площадей. Недостатком этих методов является отсутствие четкой количественной связи получаемых полей смещений с инициировавшим их геодинамическим процессом, а также отсутствие связи последующих стадий формирования осадочного бассейна с предыдущими.

Для получения поля скоростей тектонических движений, связанного в пространстве и во времени, в работах [Михайлов, 1989; Mikhailov, 1993 a; b] было предложено аппроксимировать вертикальную компоненту поля скоростей отрезком двойного ряда Фурье, зависящего от пространственных координат и времени. После подстановки ряда в уравнение (5) и интегрирования, задача сводится к решению системы линейных уравнений. Отличительная особенность этого подхода состоит в том, что поле скоростей оценивается также и для областей и периодов отсутствия отложений (размыва).

Из сказанного следует, что в общем случае восстановить вертикальную и горизонтальные компоненты поля тектонических движений невозможно. Решить эту задачу можно на основе геодинамических моделей формирования структур литосферы, включая осадочные бассейны.

### О СВЯЗИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТ ВЕКТОРА СКОРОСТИ СМЕЩЕНИЙ В ПОВЕРХНОСТНОЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

При построении любой модели формирования структур литосферы возникает проблема задания граничных условий на ее подошве, которые определяют взаимодействие литосферы с подстилающей ее мантией. Обычно на подошве модели задаются компоненты вектора скорости или перемещений. При этом очевидно, что эти компоненты нельзя задавать произвольным образом. Они должны быть связаны между собой, при этом в различных процессах по-разному. Рассмотрим некоторые примеры.

В модели формирования пострифтовых бассейнов [McKenzie, 1978] задается величина горизонтального растяжения литосферы, а вертикальное смещение определяется из условия локального изостатического равновесия. Последующее (термическое) погружение связано с остыванием литосферы. Оно затухает во времени экспоненциально, поэтому вертикальную компоненту погружения, скорректированную на уплотнение осадков с глубиной и изостатическую

компоненту погружения (кривые тектонического погружения) можно аппроксимировать экспонентой и найти величину начального растяжения. Это одномерная модель.

В работе [Braun, Beaumont, 1989] предложена двумерная модель растяжения литосферы внутриплитными силами. В этой модели растяжение происходит относительно некоторого уровня, который остается горизонтальным в процессе растяжения, а соотношение горизонтальной  $U$ - и вертикальной  $W$ -компонент вектора скорости или суммарных смещений, задается уравнением:

$$W(x, z, t) = -(z - z_n) \frac{\partial U(x, t)}{\partial x}. \quad (6)$$

Здесь  $z_n$  так называемый уровень растяжения (necking). Поскольку данная модель также может использоваться для описания областей сжатия, уровень  $z_n$  правильнее называть нейтральным уровнем. Формула (6) выписана в погранслойном приближении, когда толщина модели существенно меньше характерного размера моделируемых структур. В этом случае горизонтальная компонента скорости не зависит от вертикальной координаты.

Положение нейтрального уровня определяет степень нарушения изостатического равновесия и связанные с его восстановлением последующие движения. В работах [Михайлов, 1999; Mikhailov et al., 2010] было показано, что если литосфера состоит из серии упругих слоев с модулем Юнга  $E(x, z)$ , то нейтральный уровень будет располагаться на глубине:

$$z_n(x) = \frac{\int_{z_a}^{z^*} E(x, z) z dz}{\int_{z_a}^{z^*} E(x, z) dz}, \quad (7)$$

где  $z_a$  – глубина до кровли астеносферы. Также было показано, что уровень  $z_n(x)$  близок к горизонтальному и отклоняется от него только на краях областей растяжения или сжатия. На основе построенной в этих работах модели, получен ряд важных заключений.

1. Если литосфера в начальный момент находилась в состоянии локального изостатического равновесия, то величина отклонения от состояния равновесия (нагрузка), которая формируется в процессе деформирования и должна быть скомпенсирована за счет изостатических движений, определяется формулой:

$$q(x) = \frac{\rho g (z_n(x) - R_0) \partial U / \partial x}{1 + \partial U / \partial x}, \quad (8)$$

где:  $\rho$  – средняя плотность литосферы,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $U$  – горизонтальная

компонента вектора смещений,  $R_0$  – уровень плавания (свободной мантии). В достаточно холодной и мощной литосфере кривые предельной прочности предсказывают наличие слоев с высокой прочностью ниже границы Мохо [Ranalli, 1995]. В этом случае нейтральный уровень располагается ниже уровня свободной мантии, нагрузка при растяжении ( $\partial U / \partial x > 0$ ) отрицательная и осадочный бассейн в процессе изостатического выравнивания поднимается. Для областей сжатия – нагрузка положительная, что должно вызвать погружение. Если нагрузка компенсируется за счет упругих свойств литосферы (модель упругой плиты), то на периферии областей растяжения возникают поднятия, а на периферии областей сжатия – прогибы. В достаточно тонкой и горячей литосфере нейтральный уровень может располагаться выше уровня свободной мантии. В этом случае смещения будут иметь обратный знак. В случае, когда нейтральный уровень и уровень свободной мантии совпадают, локальное изостатическое равновесие в процессе деформирования не нарушается.

2. В многочисленных работах по оценке изгибной жесткости литосферы используется модель изгиба упругой плиты на маловязком основании. При этом необходимо задать нагрузку, под действием которой происходит изгиб литосферы. Для подводных гор на океанической литосфере вопрос достаточно ясен – нагрузка равна весу вулканической постройки. Для горных сооружений обычно в качестве нагрузки задают вес горного сооружения. Это предположение согласно формуле (8) выполняется только в специфическом случае, когда уровень растяжения совпадает с границей Мохо. В этом случае в процессе сжатия все границы в земной коре, включая дневную поверхность, поднимаются, а поверхность Мохо остается горизонтальной. Если нейтральный уровень располагается внутри коры, то в процессе деформации граница Мохо смещается вниз и частично компенсирует вес растущего рельефа. В результате суммарное нарушение изостатического равновесия всегда меньше веса рельефа, особенно если сжатие сопровождается разогревом и вулканизмом.

В работе [Mikhailov et al., 2010] даны оценки глубины до нейтрального уровня в зависимости от профиля предельной прочности, который определяется мощностью и термическим режимом литосферы. Показано, что в континентальной литосфере нейтральный уровень всегда располагается в средней части земной коры. Поэтому объяснить формирование предгорных прогибов,

поднятий на бортах рифтов и глубоких осадочных бассейнов на пассивных континентальных окраинах упругим изгибом литосферы под действием нагрузки (8), сформированной при деформировании литосферы относительно нейтрального уровня по модели (6), невозможно. Рассмотрим другие геодинамические процессы, которыми можно объяснить наблюдаемые особенности процесса формирования и эволюции тектонических структур.

### О РОЛИ МАЛОМАСШТАБНОЙ КОНВЕКЦИИ В АСТЕНОСФЕРЕ

В работе [Тимошкина, 1998] подробно рассмотрена модель эволюции поверхностной оболочки Земли, построенная путем асимптотической сшивки модели реологически расслоенного погранслоя, включающего осадочный слой, земную кору, литосферную часть мантии, астеносферу и часть нижележащей мантии, с моделью мантийной конвекции. Техника сшивки, рассмотренная в работе [Мясников, Савушкин, 1978], состоит в том, что в поверхностном слое вводится растянутая координата и требуется, чтобы на подошве погранслоя, т.е. при  $z \rightarrow -\infty$ , уравнения для погранслоя сшивались с уравнениями для мантии. Это позволило получить дополнительные условия, в частности, обобщенное условие локальной изостазии:

$$\int_{-\infty}^{R_0} (\rho(x, Z) - \rho_m) dZ + \int_{R_0}^{z^*} \rho(x, Z) dZ = 0, \quad (9)$$

где:  $\rho(x, Z)$  – распределение плотности в погранслое,  $\rho_m$  плотность верхней мантии,  $R_0$  – гидродинамический радиус или уровень плавления (свободной мантии), который и определяется из уравнения (9) при условии  $\lim_{z \rightarrow -\infty} \rho(x, Z) = \rho_m$ .

Для компонент вектора скорости в погранслое с учетом зависимости плотности от температуры, получено соотношение:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = \alpha \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \phi \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{H_R}{c} \right], \quad (10)$$

где:  $\alpha$  – коэффициент термического расширения,  $\phi$  – коэффициент теплопроводности,  $c$  – коэффициент теплоемкости,  $H_R$  – тепловыделение на единицу массы. Член в квадратных скобках описывает, в частности, термическое погружение литосферы. Асимптотическая сшивка уравнения (10) с конвективной моделью [Мясников, Фадеев, 1980] с учетом (9), дает:

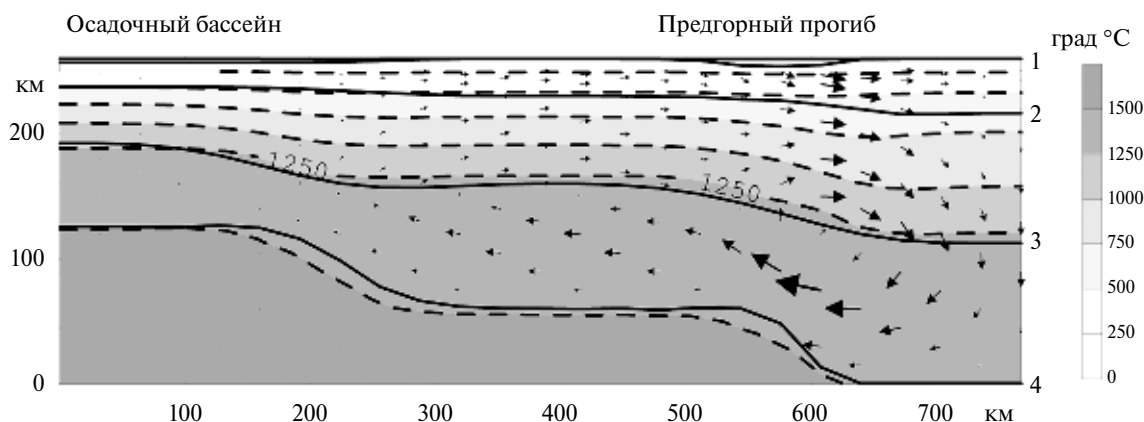
$$W_0(x) = -(z - R_0) \frac{\partial U_0}{\partial x}, \quad (11)$$

где  $U_0$  и  $W_0$  – горизонтальная и вертикальная компоненты скорости на подошве погранслоя. Итак, из условий сшивки модели погранслоя с моделью мантийной конвекции получено уравнение, связывающее горизонтальную и вертикальную компоненты скорости на подошве погранслоя в форме (6), в которой нейтральный уровень совпадает с уровнем свободной мантии.

В примерах моделирования [Тимошкина, 1998; Мясников и др., 1993; Михайлов и др., 1996; Тимошкина и др., 2010; и др.], как это делается во многих моделях, в процессе формирования структур условно выделялись активная и релаксационная стадии. На активной стадии на некоторую область погранслоя действуют внешние по отношению к данной области тектонические силы (внутриплитные, мантийные), которые выводят его из состояния механического и термического равновесия. На последующей релаксационной стадии происходит восстановление нарушенного термического и механического равновесия и в этом процессе, согласно результатам численного моделирования, ведущую роль играет маломасштабная конвекция в относительно маловязкой астеносфере. Отметим, что в рассматриваемых работах маломасштабная конвекция согласована с моделью общемантийной конвекции, что в появившихся в последние годы работах по маломасштабной конвекции в астеносфере, пока еще не делается.

На рис. 1 показан пример, в котором на начальной стадии находившийся в состоянии механического и термического равновесия погранслоем (все границы горизонтальные, распределение температуры стационарное), подвергся деформированию внешними тектоническими силами так, что в левой части профиля сформировался морской бассейн, а в правой части – область поднятия. Длительность начальной стадии – 5 млн лет.

Значения параметров и детали моделирования такие же, как в работе [Тимошкина, 1998]. В процессе деформирования внешними силами происходит смещение плотностных границ на всех уровнях погранслоя. Во всех слоях модели возникают горизонтальные градиенты температуры и давления. Под действием этих градиентов в самом подвижном слое – в астеносфере, на границах областей растяжения и сжатия, начинают формироваться конвективные ячейки (рис. 1). Прогиб в области растяжения



**Рис. 1.** Структура поверхностного погранслоя через 45 млн лет после окончания стадии активной деформации. Центр области растяжения расположен слева, центр области сжатия – справа. Расчетная область симметрично продолжается в обе стороны. Серый фон и пунктирные изолинии – поле температуры. Сплошные линии – границы слоев литосферы (1 – дневная поверхность, 2 – Мохо, 3 и 4 – кровля и подошва астеносферы). Стрелки – направление конвективных движений. Максимальная стрелка соответствует скорости 0.64 мм/год.

постепенно заполняется осадками, в нем формируется осадочный бассейн. В данном примере мощность осадочных слоев в осадочном бассейне достигает 3 км. На периферии области сжатия (горного сооружения) формируется предгорный прогиб с мощностью осадков 5.9 км. Конвективные течения и поверхностные процессы постепенно выравнивают градиенты давления в погранслое. Скорость конвективных течений постепенно уменьшается, и через 45 млн лет после окончания активного процесса она не превышает 0.64 мм/год.

Здесь важно подчеркнуть, что даже при разнице в эффективной вязкости между астеносферой и мантией в два порядка, а между астеносферой и литосферой в четыре порядка, не происходит расцепления в движениях слоев, составляющих погранслои. В главных членах разложения, в отличие от мантии и литосферы, горизонтальная компонента скорости смещений в астеносфере зависит от вертикальной координаты. В формирующихся в астеносфере конвективных ячейках направление движений меняется по вертикали, а движения в верхней части астеносферного слоя согласованы со смещениями в литосфере так, что горизонтальные смещения в литосфере замыкают конвективные ячейки в их верхней части (рис. 1).

Для реконструкции истории формирования тектонических структур важно, что если плотность астеносферы не убывает с глубиной, то под действием маломасштабной конвекции продолжается растяжение и погружение в осадочных бассейнах и сжатие и поднятие в горных областях в течение длительного времени

после окончания активной фазы. Одновременно происходят и движения, связанные с выравниванием поля температуры (в частности, термическое погружение в осадочных бассейнах). В этом состоит существенное отличие от, например, широко используемой модели [McKenzie, 1978], в которой тектонические деформации происходят только на активной стадии. В модели Д. МакКензи мощность осадочных слоев, формирующихся на пострифтовой стадии, даже при максимальном растяжении, с полным уничтожением континентальной литосферы, в зависимости от принятых параметров литосферы не может превысить 10–12 км. Если же, как это предсказывает модель погранслоя, растяжение в литосфере продолжают и на пострифтовой стадии, то для накопления наблюдаемой мощности пострифтовых отложений требуется значительно меньшее начальное растяжение. Как результат, мощность слоев, сформированных на рифтовой стадии, уменьшается, а мощность пострифтовых отложений увеличивается и может достигать 16–20 км, что и наблюдается, например, на пассивных континентальных окраинах. Отметим, что под осадочными бассейнами конвективные движения направлены вверх (рис. 1). В результате поверхность астеносферы в течение длительного времени практически не смещается, температура под осадочным бассейном не снижается так быстро, как в моделях простого растяжения типа [McKenzie, 1978]. Это существенно меняет оценки температурно-временных индексов, по которым оценивается степень преобразования первичного органического вещества и периоды генерации нефти и газа.

Вторым результатом, полученным из модели погранслоя, является то, что медленная маломасштабная конвекция в астеносфере развивается под действием горизонтальных градиентов литостатического давления. Процессы осадконакопления и денудации перемещают материал по поверхности, что приводит к изменению поля давления внутри слоев погранслоя. Поэтому маломасштабная конвекция и процессы осадконакопления — денудации взаимодействуют между собой. Маломасштабная конвекция формирует поднятия и понижения на поверхности и тем самым инициирует осадконакопление и денудацию. С другой стороны, осадконакопление и денудация выравнивают горизонтальные градиенты давления, что приводит к затуханию маломасштабной конвекции. Вопросы взаимодействия этих процессов исследованы в работе [Михайлов, 1986].

Еще один важный вывод из результатов моделирования состоит в том, что маломасштабная конвекция усложняет строение структур, формирующихся в областях растяжения и сжатия. Она увеличивает глубину океанического осадочного бассейна на периферии областей растяжения (на пассивных континентальных окраинах), формирует поднятия на бортах континентальных рифтовых зон и предгорные прогибы во внешней зоне областей сжатия.

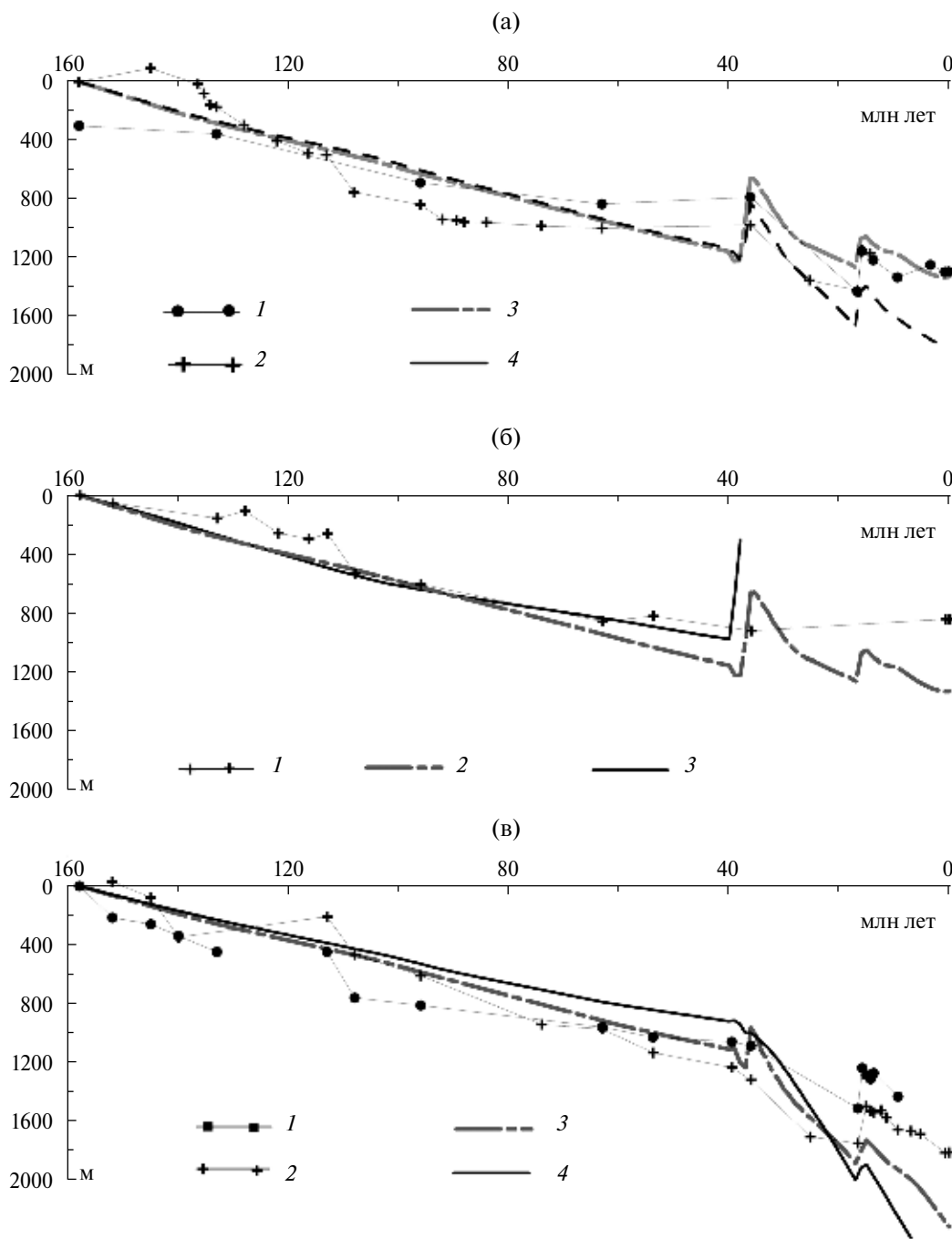
Результаты детального численного моделирования процесса формирования предгорных прогибов на периферии горных сооружений представлены в работах [Mikhailov et al., 1999a; Тимошкина и др., 2010]. В этих работах формирование горного сооружения моделировалось несколькими этапами регионального сжатия, при этом было показано, что в периоды регионального сжатия в обширной зоне, включающей горное сооружение и предгорный прогиб, происходит поднятие, которому в осадочном разрезе соответствуют перерывы в осадконакоплении. Между периодами сжатия под действием маломасштабной конвекции предгорный прогиб погружается при продолжающемся росте горного сооружения (рис. 2). Это позволило в процессе анализа большого числа кривых тектонического погружения для трех областей Предкавказья: Терско-Каспийского и Азово-Кубанского прогибов и для Ставропольского свода [Mikhailov et al., 1999b], сопоставить периоды погружения и поднятия с периодами регионального сжатия. При этом было показано, что в процессе формирования системы горный хребет — предгорный прогиб этапов сжатия было несколько [Тимошкина и др., 2010].

При рассмотрении эволюции Кавказского региона и прилегающих областей с использованием модели реологически расслоенного погранслоя, необходимо было задать начальные условия для стадий континентальной коллизии. Для этого было выполнено моделирование доколлизийных стадии, включающих растяжение с образованием прогиба на утоненной континентальной или океанической литосфере (рис. 3а) и формирование осадочного бассейна (рис. 3б). Полученные результаты использованы в качестве начальных условий уже для моделирования стадии сжатия (континентальной коллизии), на которой, собственно, и происходит формирование системы горное сооружение — предгорный прогиб (рис. 3в—3е). Параметры модели и тектонических процессов были выбраны так, чтобы результаты численных расчетов были близки к данным по Большому Кавказу и Северному Предкавказью, включая рельеф и мощность слоев земной коры и осадочного чехла, строение предгорных прогибов, скорости тектонического погружения (рис. 2), тепловой поток.

Сопоставление результатов численного моделирования с имеющимися данными об истории формирования Предкавказских прогибов позволяет заключить, что первый этап регионального сжатия на Большом Кавказе совпадал с началом закрытия океана Тетис. Помимо этого, идентифицируются, как минимум, три стадии сжатия, произошедшие на интервалах времени 16.6—15.8 млн лет (тархан), 14.3—12.3 млн лет (конк — ранний сармат) и 7.0—5.2 млн лет (понт). Еще один этап регионального сжатия, очевидно, происходит в настоящее время [Тимошкина и др., 2010].

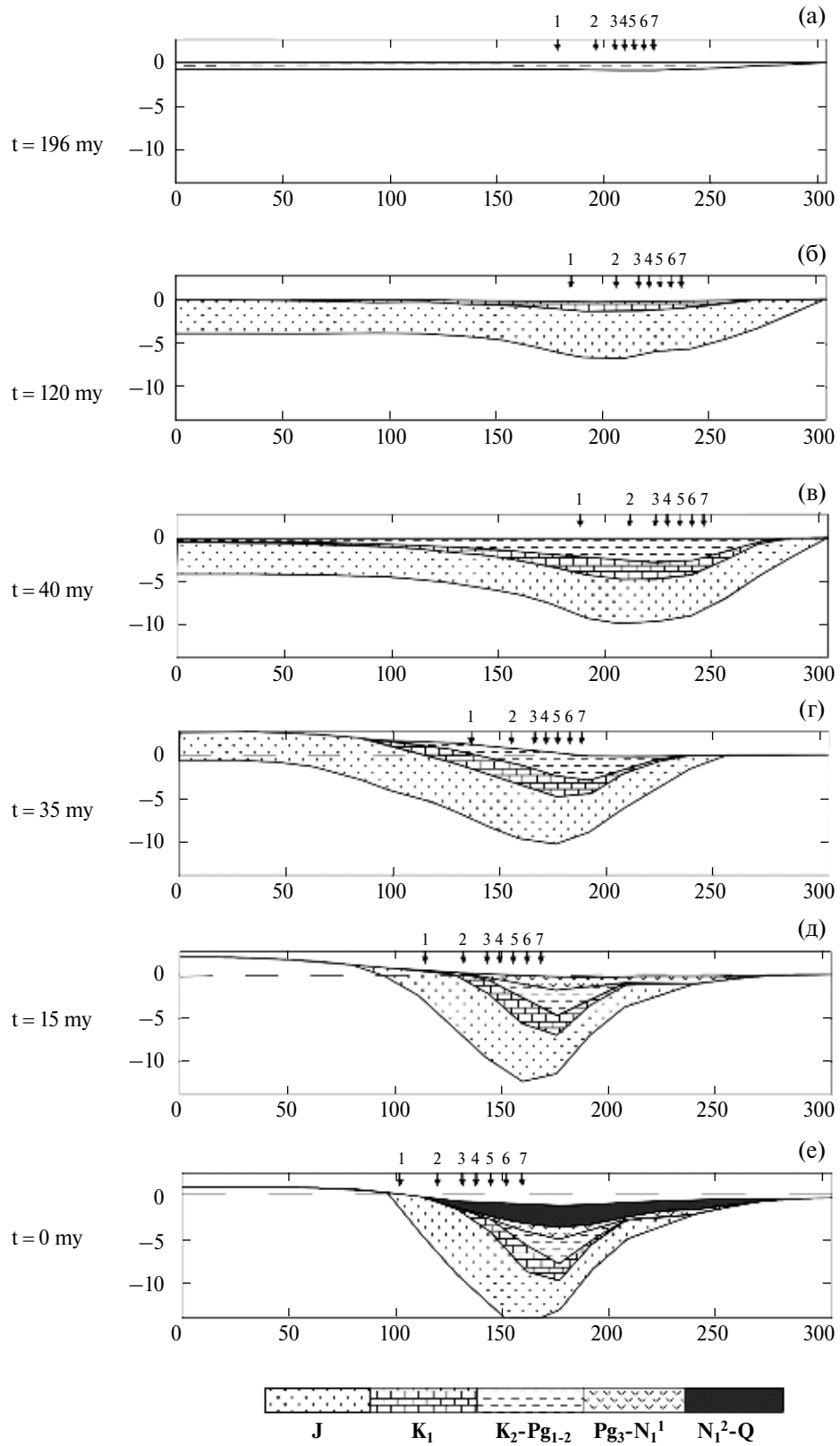
Существует целый ряд работ, в которых формирование предгорных прогибов связывается с погружением платформы форланда под действием веса надвинутого на него горного сооружения в зоне коллизии континент — континент. Такая модель была впервые на качественном уровне предложена в работе [Price, 1973], а затем протестирована численно для модели упругой плиты. Подробное обсуждение и библиография приведены в работе [Тимошкина и др., 2010]. При сопоставлении модели изгиба литосферы с реальными горными сооружениями и предгорными прогибами возникает целый ряд проблем, из которых отметим вкратце три главные. *Первое*, во многих горных поясах вес надвинутых пород слишком мал для формирования прогиба наблюдаемой глубины. *Второе*, из модели упругого изгиба следует простое соотношение: чем больше высота горного сооружения, под грузом которой и прогибается





**Рис. 2.** Кривые тектонического погружения для скважин Северного Предкавказья по данным работы [Mikhailov et al., 1999b]: (а) – Терско-Каспийский прогиб: 1 – кривая тектонического погружения для скважины Озерная; 2 – то же для скважины Датых; 3 – теоретическая кривая погружения для внутреннего борта прогиба (кривая рассчитана для точки 2, положение которой показано на рис. 3). Для кривой 3 сплошной линией показано вертикальное смещение поверхности фундамента в районе скважины (истинная кривая тектонического погружения), пунктиром – теоретическая кривая погружения, рассчитанная с учетом размыва и уровня детальности скважин Озерная и Датых-12; (б) – Ставропольский свод: 1 – кривая погружения для скважины Кавминводская, 2 – теоретические кривые погружения, рассчитанные для точки 1 на рис. 3; (в) – Азово-Кубанский прогиб: 1 – кривая погружения для скважины Медведовская, 2 – теоретические кривые погружения для центральной части прогиба (точки 3 на рис. 3).





**Рис. 3.** Формирование структуры осадочного чехла в модели Предкавказских краевых прогибов [Тимошкина и др., 2010]. Стрелками показано положение точек, для которых рассчитывались теоретические кривые тектонического погружения, показанные на рис.2: (а) – стадия начального растяжения; (б), (в) – стадия пассивной континентальной окраины; (г)–(е) – орогенная стадия.

литосфера, тем глубже должен быть предгорный прогиб. В целом ряде горных областей соотношение обратное. Например, на Большом Кавказе, на севере от наиболее высокой части горного сооружения, располагается Ставропольский свод. На западе и востоке от него, где сформировались глубокие Терско-Каспийский и Азово-Кубанский прогибы, горные хребты значительно ниже. Третье, надвиг на северном склоне, по которому Большой Кавказ надвинут на Скифскую плиту, пока не обнаружен.

### РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ В РАМКАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Целый ряд геодинамических моделей составил основу для решения обратных задач геологии и геофизики (см. обзор [Михайлов и др., 2007]). В такой постановке обратная задача сводится к поиску конечного числа параметров, характеризующих физические свойства слоев модели и параметры тектонических процессов, из условия наилучшего согласования расчетных и реальных данных. При этом подбор решения проводится под все имеющиеся данные: современное положение границ литосферы по сейсморазведке или сейсмотомографии, гравитационные и магнитные аномалии, кривые тектонического погружения, аккумулирующие данные о возрасте, мощности и фациальном составе осадочных слоев, тепловой поток и т. д. Этот подход, впервые обоснованный и примененный в 70-х годах XX века [Гордин и др., 1978], сейчас получает все большее распространение. В частности, такой подход применялся нами при интерпретации данных по океаническим рифтовым зонам, где была использована термическая модель, учитывающая осадконакопление и скрытую теплоту кристаллизации базальтов на кровле астеносферы [Михайлов, Тимошкина, 1993]. При интерпретации данных о временных вариациях гравитационного поля по моделям спутников Грейс в районах гигантских землетрясений XXI века [Mikhailov et al., 2013; Михайлов и др., 2016] использована модель дислокации в радиально расслоенной сферической планете [Pollitz, 1996] и модель вязкоупругой релаксации напряжений в такой планете [Pollitz, 1997]. Аналогичные модели применялись при интерпретации данных радарной спутниковой интерферометрии для областей крупных землетрясений [Михайлов и др., 2010]. Оценка относительной роли внутриплитных и мантийных процессов при формировании неотектонических структур

[Smolyaninova et al., 1996] была основана на построенной по геофизическим данным модели литосферы. В этой работе ставилась задача: определить какое поле скоростей надо приложить к боковым границам и к подошве модели, чтобы отклонения расчетных и измеренных смещений на ее дневной поверхности были минимальны по норме в заданной метрике. Для профиля, пересекающего северную часть Черного моря и Крым, было показано, что для объяснения процесса формирования Крымских гор необходимо кроме горизонтального сжатия допустить наличие конвективных потоков в подстилающей литосфере мантии.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численные геодинамические модели, которые разрабатываются в ИФЗ РАН, позволяют выполнять детальное изучение процессов формирования и эволюции различных структур литосферы, исследовать вопросы решения обратных задач, включая задачи палеотектонического анализа и интерпретации геофизических данных. Одной из главных проблем на пути развития моделей погранслоя на поверхности Земли для нас в настоящее время является математическое определение положения кровли и, особенно, подошвы астеносферы. Для задания положения кровли астеносферы часто используется специфическая изотерма или зависимость температуры плавления базальтов от давления и содержания летучих компонент. Существенно более сложным и менее изученным вопросом является задание подошвы астеносферы. Геохимическое и геодинамическое обоснование условий формирования астеносферы важно потому, что, как показывают численные расчеты, мощность астеносферы, положение ее кровли и подошвы и их эволюция во времени определяют характер и скорости маломасштабных конвективных течений в различных геодинамических обстановках. Наши результаты доказывают, что маломасштабные конвективные течения являются основным геодинамическим процессом, формирующим локальные особенности строения многих региональных тектонических структур.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гордин В.М., Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П. Механическое моделирование процессов формирования структур земной коры при геологическом истолковании гравитационных аномалий // Изв. АН УССР. Сер. Геофизический сборник. 1978. Вып. 81. С. 1–27.

- Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П.* Механическая модель образования глыбовой складчатости // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 10. С. 13–23.
- Михайлов В.О., Диаман М., Любушин А.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А.* Крупномасштабный асейсмический крип в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля // Физика Земли. 2016. № 5. С. 70–81.
- Михайлов В.О.* Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа. Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука. 1986. С. 89–96.
- Михайлов В.О.* Математическая модель эволюции структур, формирующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3–18.
- Михайлов В.О.* Математический метод решения задачи палеотектонического анализа // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. № 3. 1989. С. 78–90.
- Михайлов В.О.* Моделирование процессов растяжения и сжатия литосферы внутриплитными силами // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 1999. № 3. С. 71–81.
- Михайлов В.О., Гордин В.М., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И.* Геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2007. № 1. С. 4–15.
- Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П.* Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Физика Земли. 1996. № 6. С. 30–37.
- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П.* Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.
- 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.
- 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.
- Мясников В.П., Савушкин В.Д.* Метод малого параметра в гидродинамической модели эволюции Земли // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 5. С. 1083–1086.
- Мясников В.П., Фадеев В.Е.* Модель эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ. Сер. Итоги науки. 1980. Т. 5. 232 с.
- Тимошкина Е.П.* Математическая модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН. 1998. С. 25.
- Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О.* Формирование системы ороген – предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по Северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 3–20.
- Braun J., Beaumont C.* A physical explanation of the relationship between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins // *Geology*. 1989. V. 17. P. 760–764.
- McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–31.
- Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet I., van Dinther Y., Diamant M., Gerya T., deViron O., Timoshkina E.* Numerical modelling of postseismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 194 Is. 2. P. 640–650. doi: 10.1093/gji/ggt145
- Mikhailov V., Stephenson R., Diamant M.* Modelling of compression and extension of the continental lithosphere: towards rehabilitation of the necking-level model // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 50. P. 368–380. doi:10.1016/j.jog.2010.04.007
- Mikhailov V.O.* A method to solve paleotectonic analysis problem // *Mathematical Geology*. 1993b. V. 25. № 7. P. 949–961.
- Mikhailov V.O.* Crustal control on the Terek-Caspian trough evolution: constraints based on a new paleotectonic analysis method // *Tectonophysics*. 1993a. V. 228. P. 21–32.
- Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Klavdieva N.A.* Evolution of the North Caucasus foredeep: constrains based on the subsidence curves analysis // *Tectonophysics*. 1999b. V. 308. P. 361–380.
- Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polino R.* Foredeep basins: the main features and model of formation // *Tectonophysics*. 1999a. V. 308. P. 345–360.
- Pollitz F.F.* Gravitational-viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 17,921–17,941.
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14.
- Price R.A.* Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies / de Jong K.A. and Scholten R. (Ed.). *Gravity and tectonics*. 1973. P. 491–502.
- Ranalli G.* *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media. 1995.
- Smolyaninova E.I., Mikhailov V.O., Lyakhovsky V.A.* Numerical modelling of regional neotectonic movements in the northern Black sea // *Tectonophysics*. 1996. V. 266. P. 221–231.
- Waltham D.* Mathematical modelling of sedimentary basin processes // *Marine and Petroleum Geology*. 1992. V. 9. P. 265–273.

## Geodynamic Modeling of the Process of Formation and Evolution of Lithospheric Structures: Experience of Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

V. O. Mikhailov<sup>a,b,\*</sup> and E. P. Timoshkina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, 119991 Russia*

*\*E-mail: mikh@ifz.ru*

Received June 13, 2018

Key results of numerical geodynamic modeling of the structures of the lithosphere at the Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences are presented. Even in the very first models, the aim of these studies was to describe the time evolution of the boundaries of the layers composing the geological structures which is required for correlating the modeling results to the geological and geophysical data. In 1983, the equation of motion for the upper boundary of the model was complemented by the allowance of sedimentation and erosion. This equation provided the basis for building the geodynamic models of the formation of various types of sedimentary basins and made it possible to mathematically analyze the problem of estimating the rates of paleotectonic movements from thickness, age, and facies composition of sedimentary layers.

New data on the formation and evolution processes of large-scale tectonic structures are obtained in the model of a rheologically stratified Earth's boundary layer, asymptotically linked to mantle convection model. In particular, the role of the small-scale convection in the formation of lithospheric structures in the tectonic settings of extension and compression has been explored. The numerical results clearly demonstrate the key role of the small-scale asthenospheric convection in sedimentary basin formation (post-rift, on passive continental margins, in foredeep basins). The constructed models served as the basis for interpretation of heterogeneous geological and geophysical data in the context of geodynamic models. The examples of statement of inverse problems are presented and the relevant bibliography is provided.

*Keywords:* numerical geodynamic modeling, sedimentary basins, tectonic structures, small-scale convection