

Дискуссии

УДК 551.21.3

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ И РЕЛЬЕФА КОРЫ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕНОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ АСТЕНОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ

© 2016 Д.С. Мягков, Ю.Л. Ребецкий

*Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, 123242;
e-mail: dmitriymyagkov92@mail.ru*

Методом аналитического моделирования исследовалась проблема эволюции напряженного состояния, рельефа подошвы и кровли земной коры, возникающей в результате воздействия на литосферу термогравитационной астеносферной конвекции. Данное воздействие было представлено в виде возмущения горизонтальной компоненты вектора скорости на подошве двуслойной вязкой двумерной модели литосферы, верхняя часть которой отвечала земной коре, а нижняя — верхней мантии. Для решения использовался метод разделения переменных: заданное возмущение, так же как и все прочие функции механического состояния системы, искались в классе латерально гармонических функций. Было показано, что в процессе внутрилитосферного течения происходит инверсия сначала знака вертикальной компоненты движения, а затем и рельефа кровли коры, что приводит и к смене характера внутрикорового течения. Последующая эволюция системы происходит в направлении достижения системой состояния изостазии. На конечной стадии процесса сохраняется определенный уровень отклонения от изостазии. Дополнительно было произведено исследование влияния денудационно-аккумулятивных процессов на формирующееся состояние литосферы. Учет данных процессов был произведен посредством модификации граничных условий на основных границах раздела литосферы. Интерпретация полученных результатов позволяет утверждать, что мелкомасштабная конвекция в астеносфере может рассматриваться как один из факторов, обуславливающих формирование напряженного состояния эпиплатформенных орогенов.

Ключевые слова: математическое моделирование, геомеханика, тектонофизика, напряженное состояние, орогенез.

ВВЕДЕНИЕ

На текущий момент существующие геодинамические модели формирования эпиплатформенных орогенов не дают объяснения всех наблюдаемых геологических структур. Существует несколько вариантов объяснения структуры и причин формирования внутриконтинентального эпиплатформенного орогена: 1) деформация литосферы под воздействием общего горизонтального сжатия плиты (Лобковский, 1987; Лобковский и др. 2004; Теркот, Шуберт, 1985); 2) результат влияния на подошву литосферы астеносферной термогравитацион-

ной конвекции (Тимошкина и др., 2010; Mikhailov et al., 1999); 3) внутрикоровая гравитационная неустойчивость земной коры, возникающая из-за протекания в ней метаморфических и геохимических процессов, инициированных тепловой энергией мантии (Ребецкий, 2011, 2014).

В последнее время в результате тектонофизических исследований природного напряженного состояния (Ребецкий, 2015) установлен ряд специфических закономерностей распределения напряжений в коре внутриконтинентальных орогенов. Эти данные вместе с GPS данными (Саньков и др., 2011), также характеризующими напряженно-деформированное состояние коры

внутриконтинентального эпиплатформенного орогена, можно рассматривать в качестве тестов на достоверность существующих гипотез их формирования.

Настоящая работа посвящена исследованию влияния мелкомасштабной термогравитационной конвекции в астеносфере (линейный размер конвективной ячейки — 100–200 км по латерали) на напряженно-деформированное состояние вышележащей литосферы. Для этого нами будет решена соответствующая геомеханическая задача. Цель исследования — оценка энергетического вклада астеносферной конвекции в формирование напряженного состояния эпиплатформенных орогенов. Важным критерием достоверности результатов математического моделирования является сходство структуры напряженного состояния, полученного в расчетах и выявленного в ходе тектонофизических исследований в коре эпиплатформенных орогенов Центральной Азии (Ребецкий, Алексеев, 2014; Ребецкий и др., 2013, 2016; Rebetsky et al., 2012). Согласно этим исследованиям напряженное состояние в коре хребтов, как правило, резко отличается от такового под впадинами. В первом случае в коре имеет место режим горизонтального сжатия, во втором — горизонтального растяжения. С этим эмпирическим фактом будут сравниваться полученные в нашей работе результаты.

Крупномасштабная мантийная конвекция является, в общем-то, механизмом тектоники плит (Теркот, Шуберт, 1985). Мелкомасштабная конвекция в литосфере, вызываемая астеносферным термогравитационным конвективным процессом, может считаться ответственной за рельеф земной поверхности и тектонофизическое состояние коры в удаленных от границ литосферных плит регионах (Parsons, McKenzie, 1978). Она является единственным из потенциально ответственных за эпиплатформенный орогенез региональным процессом, формирующимся за счет внешних по отношению к литосфере источников энергии. При этом необходимо заметить, что настоящая работа посвящена именно вынужденной литосферной конвекции, причем той ее составляющей, которая вызвана воздействием на литосферу астеносферной конвекции. Ни астеносферная конвекция как таковая, ни прочие составляющие литосферной конвекции (Биргер, 2010) здесь исследоваться не будут, как не относящиеся напрямую к рассматриваемой проблеме.

О ПОСТАНОВКЕ ЗАДАЧИ ГЕОМЕХАНИКИ

При постановке и решении геомеханической задачи нами использовались аналитические методы, что предполагает применение упрощен-

ной геометрии и реологии модели, выбор которой производился с учетом ранее выполненных исследований (Михайлов, 1983; Тимошкина и др., 2010). В нашем исследовании используется двумерная бесконечно-протяженная по латерали сплошная двуслойная модель литосферы (далее — двуслой). Для каждого из слоев (соответствующих земной коре и мантийной части литосфере) принята реология линейно-вязкого тела Ньютона. Материал слоев считается несжимаемым и однородным по плотности.

Возможность использования такой упрощенной реологии для модели обусловлена в первую очередь тем, что в данном исследовании идет речь только о сверхмедленных, по сути — квазистационарных деформациях. В рамках такой постановки не учитывается вклад упругости в формирование напряженно-деформированного состояния модели, и рассматриваются исключительно вязкие процессы. Полное описание физико-механических и реологических свойств модели требует задания четырех констант: плотности и динамической вязкости для обоих слоев модели. Отметим, что используемые значения вязкости можно рассматривать лишь как оценки по порядку величины.

Постановка задачи включала также возможность исследования влияния экзогенных процессов (денудации и осадконакопления) на формирующееся механическое состояние литосферы. Данные процессы происходят на всем интервале формирования орогенов и являются важным фактором, влияющим на больших временах не только на амплитуды рельефа дневной поверхности, но и на напряженное состояние земной коры. В работе будет показано, что седиментационно-денудационные процессы существенным образом влияют на структуру течения вещества коры и на амплитуду формирующихся на поверхности литосферы форм рельефа.

Полученные из математического решения закономерности напряженного состояния могут быть сопоставлены с результатами тектонофизических исследований природных структур только в пределах верхней и средней коры, для которых они получены. Поэтому основным объектом изучения в данной работе является верхний слой модели, соответствующий земной коре.

Выбранная ими реологическая модель среды является линейно-вязким телом. Тем не менее, решаемая геомеханическая задача — нелинейная. Возникновение нелинейности связано с изменением геометрии основных границ литосферы. Трудности построения нелинейного решения в работе удалось преодолеть за счет представления рельефа в виде малого параметра по Ляву (Love, 1911). Это позволило на каждом шаге по времени решать

линейную задачу. Отметим, что одним из важных достоинств аналитического решения может являться возможность эффективного исследования зависимости результатов от входных параметров.

ОБЩЕЕ РЕШЕНИЕ

Для несжимаемого линейно-вязкого тела Ньютона уравнение Навье — Стокса, соотношения Коши и уравнение неразрывности, образующие замкнутую систему уравнений, имеют следующий вид (Ландау, Лифшиц, 2006):

$$\rho(\dot{\mathbf{v}} + (\mathbf{v}\nabla)\mathbf{v}) = -\nabla p + \eta \Delta \mathbf{v}, \tag{1}$$

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + \eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right), \quad i, j = x, y, \tag{2}$$

$$\text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0. \tag{3}$$

Здесь p — давление, η — динамическая вязкость, ρ — плотность, σ_j — компоненты тензора напряжений, v_i — компоненты вектора скорости течения \mathbf{v} , а δ_j — тензор Кронекера. Начальное состояние системы характеризуется наличием только литостатического давления, то есть нулевыми девиаторными напряжениями и нормальными, равными:

$$\begin{aligned} \sigma_{ii}^0 &= -\rho_c g y \text{ при } y \leq h_c, \\ \sigma_{ii}^0 &= -\rho_c g h_c - \rho_m g (y - h_c), \\ \text{при } h_c &\leq y \leq h_c + h_m, \quad x, y, \end{aligned} \tag{4}$$

где h_c и h_m — толщины слоев двуслоя, отвечающие соответственно мощности земной коры и подкоровой части литосферы, а ρ_c и ρ_m — плотности коровой и мантийной части литосферы. Здесь и далее используется система координат, где ось y направлена вертикально вниз, а ось x — латерально, с центром координат, лежащим на поверхности двуслоя (рис. 1). Систему уравнений для дополнительного напряженного состояния можно свести к бигармоническому дифференциальному уравнению второго порядка относительно вектора скорости смещения:

$$v_{i,jj} = 0, \quad i, j = x, y, \tag{5}$$



Рис. 1. Общая схема используемой в работе модели.

решение которого нетрудно получить, используя метод Фурье. Нижние индексы после запятой означают дифференцирование.

Разделение переменных производится, опираясь на структуру задаваемого влияния астеносферной конвекции. Так как для рассматриваемого типа конвективного движения характерна определенная периодичность в пространстве, то используемое здесь возмущение будет латерально периодически. Поэтому в качестве возмущения на подошве модели задается функция:

$$v_x^{\text{возм}}(x) = v_0 \cos(kx), \quad v_y^{\text{возм}}(x) = 0, \tag{6}$$

где v_0 — заданная амплитуда возмущения, а k — пространственная частота возмущения.

Отсюда следует, что компоненты тензора напряжений и скорости течения может быть представлена в виде произведения двух функций, каждая из которых зависит только от одной координаты. При этом функции по координате x будут гармоническими. Например:

$$\sigma_{yy}(x, y) = \check{\sigma}_{yy}(y) \cos(kx). \tag{7}$$

Здесь и далее волна над физическим параметром означает составляющую, зависящую только от координаты y .

Произведя в (5) разделение переменных, получим для компонент скорости следующие соотношения:

$$\check{v}_{i,yy} - k^2 \check{v}_i = 0, \quad i = x, y. \tag{8}$$

Выражение (8) представляет собой систему двух обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка с постоянными коэффициентами, которой отвечает следующее решение:

$$\begin{aligned} \check{v}_x &= C_1 ch\chi + C_2 sh\chi + C_3 \chi ch\chi + C_4 \chi sh\chi, \\ \check{v}_y &= (C_3 - C_2)ch\chi + (C_4 - C_1)sh\chi - \\ &\quad - C_3 \chi sh\chi - C_4 \chi ch\chi, \end{aligned} \tag{9}$$

где C_i — постоянные интегрирования, для нахождения которых следует использовать краевые условия задачи, а $\chi = ky$. Сходные выражения для компонент тензора напряжения сразу могут быть получены из (2) и (6).

ЭВОЛЮЦИОННАЯ ЗАДАЧА

Так как задача рассматривается в линейном приближении, то для компонент тензора напряжений, формирующихся в данной модели под действием различных силовых возмущений,

применим принцип суперпозиции. В качестве таких возмущений можно принимать как начальное воздействие на подошве литосферы, так и массовую нагрузку, формирующуюся на границах модели из-за их искривления. В данной постановке смещение выражается через напряжение с помощью некоторого линейного оператора, поэтому геомеханическую задачу можно рассматривать как сумму трех отдельных стационарных подзадач. Каждая из этих подзадач представляет собой исследование формирования напряженно-деформированного состояния модели под воздействием возмущения, заданного на одной из трех ее границ.

Таким образом, искомое общее решение представляет собой сумму решения трех подзадач:

$$\sigma_{ij}^{\text{общее}} = \sigma_{ij}^1 + \sigma_{ij}^2 + \sigma_{ij}^3, i, j = x, y, \quad (10)$$

$$v_i^{\text{общее}} = v_i^1 + v_i^2 + v_i^3, i = x, y, \quad (11)$$

где верхний правый индекс указывает на принадлежность функции к решению соответствующей стационарной подзадачи.

Исследовалось напряженно-деформированное состояние, возникающее в вязком двуслое под воздействием заданного на его подошве возмущения. «Нулевому» приближению рассматриваемой геомеханической задачи отвечает решение, не учитывающее искривление границ двуслоя. Влияние искривления кровли и внутренней границы двуслоя производится путем составления соответствующих граничных условий. Очевидно, что для вида горизонтальной компоненты вектора скорости смещения (6) неизвестные вертикальные смещения на обеих из указанных границ и рельефе, будут описываться гармоническими функциями. Формально учет влияния рельефа кровли и внутренней границы двуслоя производится посредством использования подхода Лява (Love, 1911). Граничные условия в напряжениях выписываются для плоских границ. При этом задаваемая на них вертикальная нагрузка определяется весом пород для соответствующего рельефа (для отрицательных форм рельефа — с противоположным знаком).

Следствием использования подхода Лява и из-за гармонического закона всех искомым функций (6)–(7) от латеральной координаты решение геомеханической задачи зависит от двух параметров — амплитуд рельефа кровли и внутренней границы двуслоя. Чтобы получить общее решение, требуется связать эти параметры с функцией исходного возмущения, задаваемого на подошве двуслоя (6). Для этого будем

использовать (11), записав его для кровли или внутренней границы двуслоя:

$${}_c\hat{v}_y^{\text{общее}} = {}_c\hat{v}_y^1 + {}_c\hat{v}_y^2 + {}_c\hat{v}_y^3, \quad (12)$$

где нижний левый индекс c указывает на то, что значение соответствующих функций взято на верхней границе двуслоя — кровле коры (в ранее введенной системе координат: ${}_c\hat{v}_y = \hat{v}_y(0)$), а под \hat{v}_y понимается y -составляющая вертикальной компоненты скорости (и далее — аналогично для любой функции).

Для первой подзадачи нагружение связано с воздействием на подошве двуслоя. Для остальных двух подзадач нагружение, связано с искривлением первоначально прямолинейных границ верхнего слоя модели. Нагрузки на подошве и кровле этого слоя определяются выражением:

$$f_c = \Delta\rho_c g \zeta_c, f_m = \Delta\rho_m g \zeta_m, \quad (13)$$

где $\zeta_c(x)$ и $\zeta_m(x)$ — рельеф кровли и подошвы верхнего слоя, $\Delta\rho_c = \rho_c$ и $\Delta\rho_m = \rho_c - \rho_m$ — скачок плотности на этих границах, а g — ускорение свободного падения.

Для соответствующей границы, $\zeta = u_y$ — вертикальная компонента перемещения границы слоя. При этом u_y , так же как и v_y , имеет гармоническую по x -координате структуру. Таким образом, ζ может быть представлено в виде:

$$\zeta_i = \tilde{\zeta}_i \cos(kx), i = c, m, \quad (14)$$

где $\tilde{\zeta}_c$ и $\tilde{\zeta}_m$ — амплитуды (максимальное значение) рельефа соответствующих границ. Эти амплитуды являются функциями времени.

Для поля значений нормальных напряжений $\hat{\sigma}_{yy}$ и вертикальной компоненты скорости течения \hat{v}_y , рассчитанных на кровле коры и мантии, имеют место следующие выражения:

$$\hat{\sigma}_{yy} = \hat{\sigma}_{yy} \rho_c g \tilde{\zeta}_c, \hat{v}_y = \hat{v}_y \frac{\rho_c g}{\eta_c} \tilde{\zeta}_c, \quad (16)$$

$$\hat{\sigma}_{yy} = \hat{\sigma}_{yy} \Delta\rho_m g \tilde{\zeta}_m, \hat{v}_y = \hat{v}_y \frac{\Delta\rho_m g}{\eta_m} \tilde{\zeta}_m. \quad (17)$$

Здесь и далее треугольничек над функцией означает, что она соответствует безразмерной амплитуде соответствующего возмущения. Так как:

$$\dot{\zeta}_c = {}_c\hat{v}_y^{\text{общее}}, \quad (18)$$

то уравнение (12), учитывая (17), можно переписать в следующем виде:

$$\dot{\zeta}_c = {}_c\hat{v}_y^1 v_0 + {}_c\hat{v}_y^2 \frac{\rho_c g}{\eta_c} \tilde{\zeta}_c + {}_c\hat{v}_y^3 \frac{\Delta\rho_m g}{\eta_m} \tilde{\zeta}_m, \quad (19)$$

В последнем выражении было введено обозначение, аналогичное прочим.

Поскольку выполненные выкладки эквивалентны как для кровли, так и для подошвы коры, то, проделав их для подошвы коры, получим:

$$\begin{cases} \dot{\zeta}_c = c\hat{v}_y^1 v_0 + c\hat{v}_y^2 \frac{\rho_c g}{\eta_c} \zeta_c + c\hat{v}_y^3 \frac{\Delta\rho_m g}{\eta_m} \zeta_m \\ \dot{\zeta}_m = m\hat{v}_y^1 v_0 + m\hat{v}_y^2 \frac{\rho_c g}{\eta_c} \zeta_c + m\hat{v}_y^3 \frac{\Delta\rho_m g}{\eta_m} \zeta_m \end{cases} \quad (20)$$

Выражения (20) представляют собой систему неоднородных обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка с постоянными коэффициентами относительно переменных ζ_c и ζ_m . Эту систему следует дополнить начальными условиями, определяющими, что границы коры и мантии плоские в начальный момент времени:

$$\zeta_c(t=0) = 0, \zeta_m(t=0) = 0. \quad (21)$$

В результате решения системы (20) при начальных условиях (21) получены функции высоты рельефа границ двуслоя, зависящие от времени:

$$\begin{aligned} \zeta_c &= I_c + \frac{\Delta\rho_m g}{\eta_m} c\hat{v}_y^3 (C_1 \exp(\gamma_1 t) + C_2 \exp(\gamma_2 t)), \\ \zeta_m &= I_m + \left(\gamma_1 - \frac{\rho_c g}{\eta_c} c\hat{v}_y^2\right) C_1 \exp(\gamma_1 t) + \\ &+ \left(\gamma_2 - \frac{\rho_c g}{\eta_c} c\hat{v}_y^2\right) C_2 \exp(\gamma_2 t), \end{aligned} \quad (22)$$

где C_i, I_c, I_m — набор констант, непосредственное аналитическое выражение для которых опущено из-за громоздкости. В (22) наиболее существенными параметрами являются γ_1 и γ_2 :

$$\gamma_{1(2)} = 0.5g(m\hat{v}_y^3 \Delta\rho_m + c\hat{v}_y^2 \rho_c \pm \Psi) \quad (23)$$

при

$$\Psi = \sqrt{(m\hat{v}_y^3 \Delta\rho_m + c\hat{v}_y^2 \rho_c)^2 - 4\rho_c \Delta\rho_m (c\hat{v}_y^2 m\hat{v}_y^3 - c\hat{v}_y^3 m\hat{v}_y^2)}.$$

Эти параметры строго отрицательны, что соответствует стабилизации возникающих форм рельефа на больших временах.

Функции в выражениях (22) показывают эволюцию процесса формирования рельефа на границах модели, поэтому далее для краткости для них будет использоваться название «эволюционные кривые». С точки зрения получения общего решения эти функции определяют решение второй и третьей подзадач.

Расчеты показали, что каждая из эволюционных кривых представляет собой суперпозицию двух экспоненциальных функций (затухающих на физически реализуемой области времени) и постоянного члена. При расчетах использовался следующий набор базовых параметров модели: $h_c = 40$ км, $h_m = 60$ км, $L = 2\pi/k = 120$ км, $\rho_c = 2.7$ г/см³,

$\rho_m = 3.1$ г/см³ (соответственно $\Delta\rho = 0.4$ г/см³), $\eta_c = 10^{23}$ Па*с, $\eta_m = 10^{21}$ Па*с. Начальное возмущение на подошве литосферы задавалось в виде амплитуды вертикальной компоненты скорости $v_0 = 5$ см/год. Эти параметры отвечают стандартной утолщенной платформе, существовавшей перед началом горообразования.

На рис. 2 показан вид эволюционных кривых (22), отражающих зависимость от времени рельефа кровли и подошвы коры. Здесь важно отметить изменения знака рельефа кровли коры. Это отражает смену фазы балочной стадии деформирования коры, когда кровля и подошва верхнего слоя модели двигаются синфазно, на стадию латерального перетекания вещества.

Имея данные об амплитудах рельефа кровли и внутренней границы двуслоя, можно переходить к построению решений всех указанных ранее подзадач. Для первой подзадачи на границе астеносфера/литосфера в качестве граничных условий согласно (6) необходимо принять:

$$\check{v}_x = v_0; \quad \check{v}_y = 0. \quad (24)$$

Для внутренней границы двуслоя должно выполняться условие неразрывности полей скорости смещения, u - и x -компонент тензора напряжения:

$$[\check{v}_x] = 0, [\check{v}_y] = 0, [\check{\sigma}_{xy}] = 0, [\check{\sigma}_{yy}] = 0. \quad (25)$$

Здесь квадратные скобки определяют скачок скорости или напряжений на соответствующей границе. Для внешней границы:

$$\check{\sigma}_{xy} = 0; \quad \check{\sigma}_{yy} = 0. \quad (26)$$

Решение этой подзадачи строится путем нахождения 8-ми постоянных интегрирования (9) из 8-ми уравнений (24)–(26).

Для второй и третьей подзадач использовались граничные условия на кровле (26) и внутренней границе (25). При этом для второй подзадачи на кровле, а для третьей — на внутренней границе двуслоя в условии на $\check{\sigma}_{yy}$ добавлялся дополнительный член, связанный с величиной f_c и f_m (13) соответственно. На нижней границе в обеих подзадачах в (24) задавалось нулевое значение для \check{v}_x .

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В рамках рассмотренной геомеханической задачи имеется возможность учета влияния экзогенных поверхностных процессов на напряженно деформированное состояние литосферы. Здесь речь идет о процессе денудации поднятий

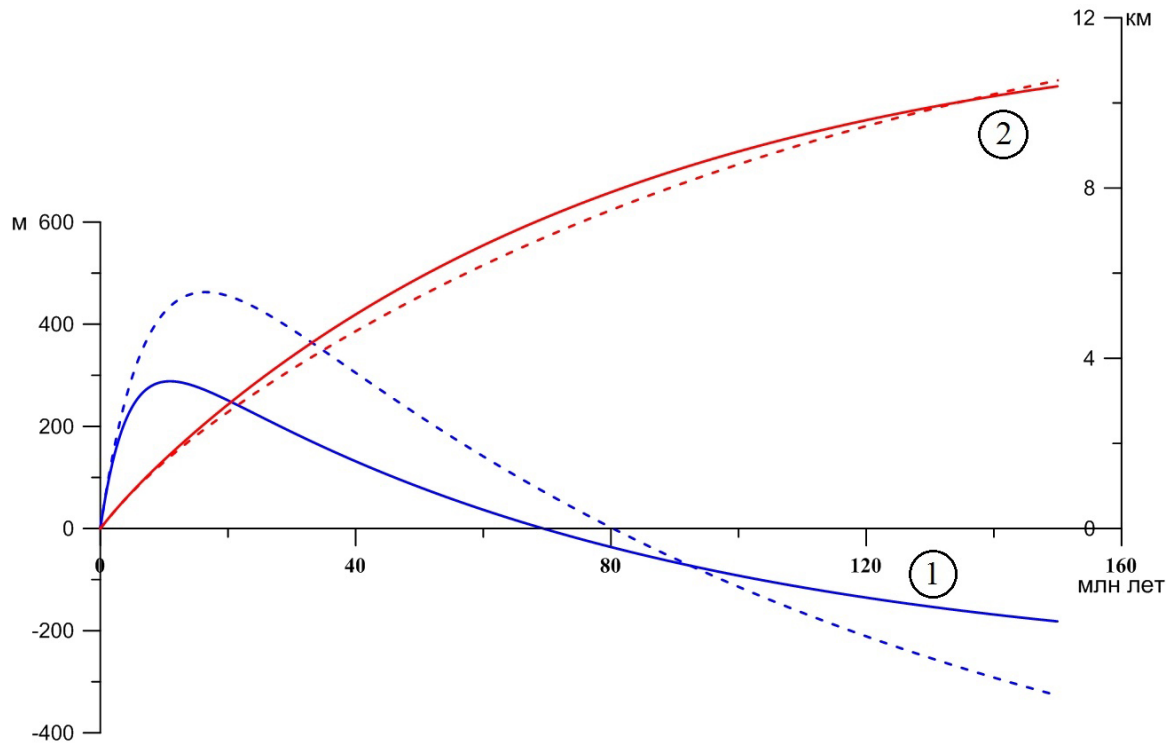


Рис. 2. Функции эволюции амплитуды рельефа дневной поверхности (кривая 1, построена относительно левой вертикальной шкалы) и подошвы коры (кривая 2, построена относительно правой вертикальной шкалы). Вертикальная ось направлена к центру Земли. Пунктирной линией обозначены кривые, построенные без учета влияния экзогенных процессов. Для кривых, обозначенных сплошной линией, $\lambda = 0.1$ (млн лет)⁻¹.

и осадконакопления во впадинах. Учесть роль этих процессов можно путем включения дополнительных членов в систему эволюционных уравнений (20). В работах (Михайлов, 1983; Horowitz, 1976) было показано, что при математическом моделировании скорость денудации и осадконакопления можно связать с рельефом кровли коры следующим соотношением:

$$\dot{\zeta}_c = \lambda \Delta \zeta_c. \quad (27)$$

В (27) дифференциальный оператор отвечает латеральным пространственным координатам, а λ — некоторый числовой коэффициент, характеризующий интенсивность рассматриваемого процесса и имеющий обратную размерность от времени. Данный подход к моделированию рассматриваемых процессов хорошо изучен (Culling, 1960) и количественно согласуется с имеющейся эмпирической базой геологических наблюдений, имея в то же время физическое обоснование (Ahnert, 1970; Blatt et al., 1972).

В нашей работе использование данного подхода особенно удобно, так как влияние процессов денудации и осадконакопления может быть легко учтено в виде добавочного члена $\lambda \Delta \zeta_c$ уравнения относительно амплитуды рельефа дневной поверхности (20). Более того, учитывая двумерную постановку задачи и латеральную гармоничность рассматриваемой амплитуды

рельефа, $\Delta \zeta_c$ можно переписать в виде $k^2 \zeta_c$. Таким образом, вместо (20) имеем:

$$\begin{cases} \dot{\zeta}_c = c \hat{v}_y^1 v_0 + c \hat{v}_y^2 \frac{\rho_c g}{\eta_c} \zeta_c + c \hat{v}_y^3 \frac{\Delta \rho_m g}{\eta_m} \zeta_m - k^2 \lambda \zeta_c, \\ \dot{\zeta}_m = m \hat{v}_y^1 v_0 + m \hat{v}_y^2 \frac{\rho_c g}{\eta_c} \zeta_c + m \hat{v}_y^3 \frac{\Delta \rho_m g}{\eta_m} \zeta_m \end{cases} \quad (28)$$

Из (28) видно, что решение данной системы полностью тождественно уже полученному, если использовать замену:

$$c \hat{v}_y^2 \rightarrow c \hat{v}_y^2 = c \hat{v}_y^2 - (k^2 \lambda / \Delta \rho g). \quad (29)$$

Учет влияния экзогенных процессов проявляется в параметрах эволюционных кривых (рис. 2). Для возможности сравнения на рисунке приведены кривые при наличии и отсутствии экзогенных факторов. Анализ полученных кривых показывает, что воздействие экзогенных процессов приводят к заметному снижению амплитуды рельефа дневной поверхности (для используемых параметров — более чем в два раза).

Из структуры эволюционных кривых (22) можно понять, что для рассмотренного вида возмущения на подошве литосферы система не достигает на больших временах состояния полной изостазии. Действительно, для достижения такого состояния отношение амплитуд рельефа на активных границах двуслоя должно быть равным отношению $\Delta \rho$ на соответствующих границах. При изостазии здесь должно выполняться

соотношение $h_c/h_m = \rho_c/\Delta\rho$. Для базового набора параметров это отношение близко к 7. В наших расчетах на больших временах (> 300 млн лет) это отношение стремится к 19, то есть корень и антикорень соответственно под поднятием и впадиной больше, чем требуется для изостатической компенсации почти в 2.5 раза. В силу этого можно утверждать, что для рассматриваемого нами способа создания структуры коры внутриконтинентального орогена в решении достигается только частичная изостатическая компенсация. Полная же изостазия здесь не достижима вне зависимости от любых параметров задачи.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для приведенных ранее базовых параметров модели рассчитаем *атрибуты* НДС состояния модели (рис. 3), наиболее важные для тектонофизической интерпретации результатов: поле скорости смещения, поле максимального касательного напряжения и ориентацию главных осей тензора напряжений (в качестве последней для удобства интерпретации будет представлена ориентация только оси σ_3 — максимального сжатия). Базовые параметры рассчитывались для начального момента времени, времени максимального погружения дневной поверхности (11 млн лет), времени релаксации дневной поверхности (69.5 млн лет), времени, когда формирующаяся положительная форма рельефа достигает половины максимальной высоты (99.5 млн лет), времени, на котором литосфера (двуслей) наиболее близка к достижению равновесия.

Интерпретация эволюционных кривых показывает, что на начальной стадии кровля и подошва коры двигаются в одном направлении (синформно). На этой стадии наибольшее влияние на процесс деформирования двуслоя оказывают воздействия, задаваемые на его подошве. Далее из-за влияния на поле течения в земной коре факторов искривления границ в модели начинает развиваться обратный приток вещества.

Так, на участке первичного прогиба земной коры чем сильнее подошва погружается в мантию, тем сильнее действуют архимедовы силы на соответствующую границу. Приток вещества (в том числе — латеральный) в рассматриваемую область коры приводит к росту мощности коры и постепенному уравниванию сил плавучести. Таким образом, на кровле, там, где вначале развивалась впадина, формируется поднятие. На подошве коры под поднятием имеется корень, который формируется с самого начала процесса.

Противоположные процессы действуют на участке выгиба земной коры. Здесь на подошве коры постепенно формируется большой объем

тяжелой и приподнятой мантии, вес которой в конечном итоге приводит к инверсии скорости на кровле коры и формированию здесь впадины.

Иными словами, в коре в области восходящих и нисходящих вертикальных течений происходит стремление к изостатической компенсации. Учитывая однородность слоев модели, здесь имеет место стремление к изостазии, соответствующей модели Эри (Грушинский, 1976).

Отсутствие проявления изостазии на подошве литосферы объясняется заданием здесь стационарных граничных условий. Важно отметить, что в целом ряде подобных работ В.О. Михайлова с соавторами, например, (Mikhailov et al., 1999; Timoshkova et al., 2010), в которых моделирование выполнялось численными методами, явление инверсии формы рельефа не наблюдается. Это демонстрирует имеющиеся преимущества использования аналитического подхода для качественного исследования изучаемой проблемы.

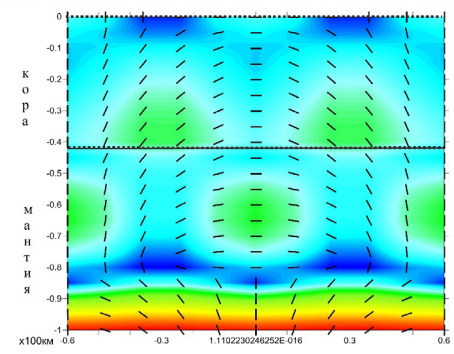
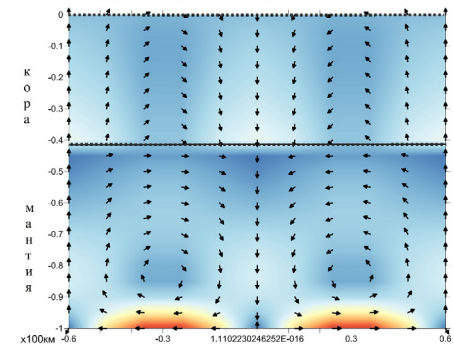
Рассмотрим теперь эволюцию поля скоростей в двуслое (рис. 3, колонка 1). После прохождения состояния рельефа дневной поверхности через точку полной релаксации (11 млн лет) и по мере последующего формирования положительных форм рельефа на данной границе существенно изменяется структура течения в коре: формируется замкнутая конвективная ячейка. Для абсолютного значения скорости в коре характерен постепенный спад — от 0.2 до 0.12 мм/год (амплитуда возмущения скорости течения на подошве модели — 50 мм/год), скорости течения в мантии при этом стабильны.

Для рассчитанных компонент тензора напряжения наблюдается резкая релаксация в коре по достижении состояния изостатической компенсации и далее. Для тектонофизики наибольший интерес представляет уровень девиаторных напряжений. Важно отметить, что максимальное касательное напряжение в интересующей нас верхней части модели верхнего слоя (рис. 3) остается практически неизменным (около 35 МПа). При этом кардинальным образом меняется структура поля во всей модели. В начале исследуемого процесса наблюдаются максимумы этого параметра в нижней части слоя (как результат реакции коры на механическое воздействие литосферы в *условиях субпрямой границы*) и локальные максимумы в приповерхностной части (менее 20 МПа). Ближе к финальной части эволюции модели поле касательных напряжений становится латерально однородным, а в районе формирования ненулевых форм рельефа дневной поверхности вновь, после релаксации, возникают максимумы (~10 МПа), которые, что любопытно, являются теперь уже и максимумами для *всей* коры.

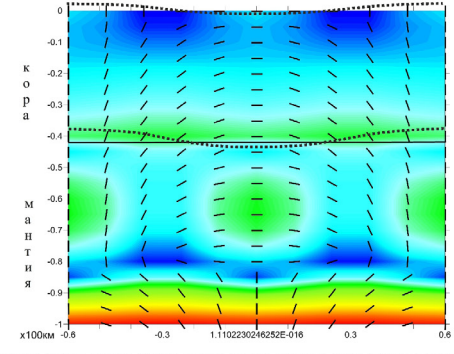
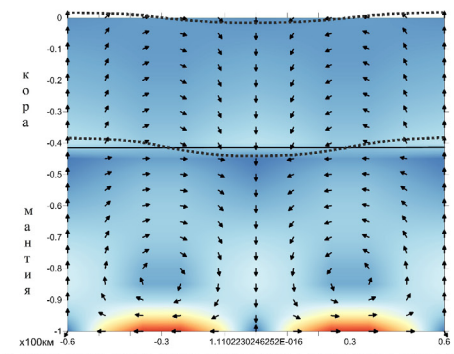
1

2

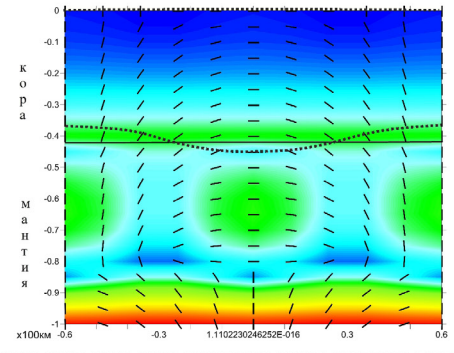
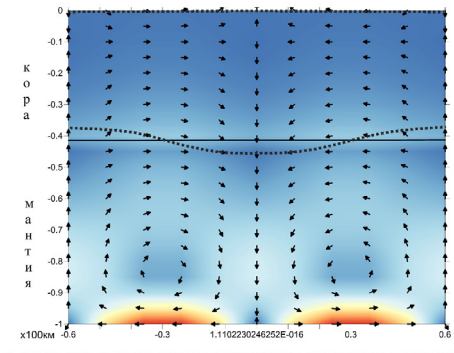
а



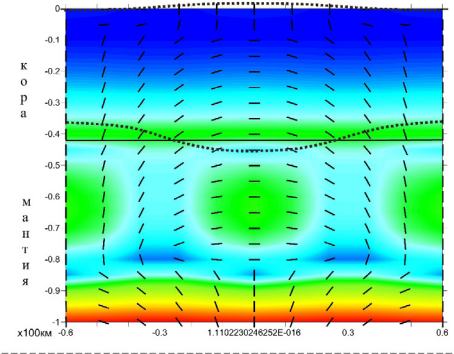
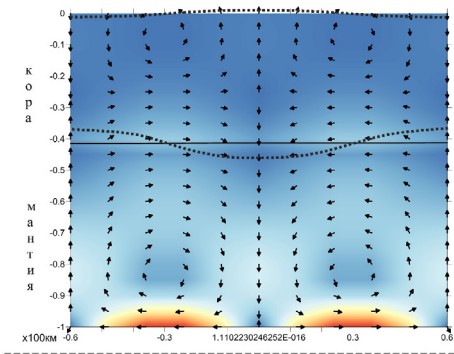
б



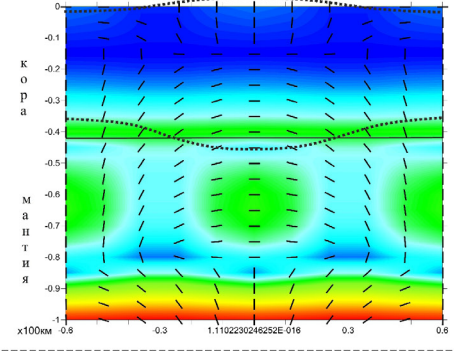
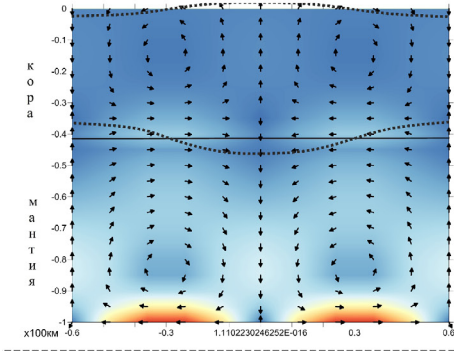
в



г



д



В высокой степени информативна ориентация главных осей тензора напряжения. Анализируя полученные значения углов наклона главных осей тензора напряжения, максимальные нормальные и касательные напряжения, можно видеть, что тектоническая обстановка в коре наиболее контрастна вблизи подошвы верхнего слоя. Важно отметить, что в работах (Ребецкий и др., 2013; Rebetsky et al., 2012) было показано, что по имеющимся тектонофизическим реконструкциям ось максимального сжатия (σ_3) в верхней коре ориентирована, как правило, субгоризонтально. В коре прогибов субгоризонтальна ось максимального девиаторного растяжения (σ_1). Ось максимального сжатия (рис. 3) принимает такую ориентацию только после начала формирования инверсных форм рельефа, однако на поздних временах в верхней части коры вновь начинает формироваться обратное поле ориентации оси σ_1 . При этом верхняя часть соответствующего земной коре слоя модели не очень подходит для тектонофизической интерпретации реально наблюдаемых структур (здесь наблюдается состояние, противоположное природному). Отсюда можно сделать вывод: полученные данные об ориентации главных осей тензора напряжений наиболее соответствуют природным для коры эпиплатформенного орогена на первой фазе постинверсионной стадии процесса, которая на рис. 3 отвечает времени 69.5 млн лет и глубинам от 10 до 20 км.

Ранее упоминалось о влиянии аккумуляционно-денудационных процессов на амплитуду формирующегося рельефа. Ввод экзогенных процессов в структуру решения приводит, конечно, и к модификации рассчитываемых параметров модели, однако это влияние столь нелинейно, что здесь будет возможно сказать о существенных моментах. Поверхностные экзогенные процессы приводят к росту абсолютных значений скорости течения во всей коре. Также растет и уровень касательных напряжений, но не в приповерхностной области — там он, наоборот, незначительно уменьшается. Однако среднее значение девиаторных напряжений в коре все же растет. Отметим, что изменение значений напряжений при учете экзогенных процессов происходит в пределах 10–20%.

Рис. 3. Сводная таблица полученных данных (для указанного в тексте базового набора параметров). Колонка 1 содержит поля абсолютного значения вектора скорости течения, с нанесенным поверх полем ориентации вектора скорости течения. Абсолютные значения скорости течения в коре увеличены в 100 раз. Колонка 2 содержит поле максимального касательного напряжения, с нанесенным поверх него полем ориентации оси главного сжатия. Данные приведены последовательно (построчно) для значений времени a — 0 млн лет, b — 11 млн лет, c — 69.5 млн лет, d — 99.5 млн лет, e — 150 млн лет (асимптотическое значение). Пунктирной линией обозначено вне масштаба то положение границ, которому соответствуют рассчитанные в работе значения смещений на исходных (плоских) подвижных границах модели. Точные значения амплитуд образующихся форм рельефа приведены на рис. 2 сплошной линией.

В таблице приведены результаты качественной оценки изменений напряженно-деформированного состояния в зависимости от вариации входных параметров задачи *близ базового набора*. Полученные амплитуды рельефа несколько меньше наблюдаемых усредненных значений для эпиплатформенного орогена. Увеличение амплитуд рельефа может быть получено за счет повышения вязкости и/или задаваемой скорости течения на подошве двуслоя. При этом также возрастают и напряжения. Изданных таблицы видно, что гораздо большее влияние на амплитуду рельефа оказывает пространственный период астеносферной конвекции. Для увеличенных на порядок вязкостей и, к примеру, пространственного периода базового возмущения 200 км (вместо 120 км) получим амплитуду рельефа дневной поверхности на финальной стадии эволюции системы >1 км вместо рассчитанных 200 м. Согласно полученному решению, астеносферная конвекция может либо давать существенный вклад в геоморфологическое проявление эпиплатформенных орогенов, либо вполне соответствовать наблюдаемым формам практически для любого региона эпиплатформенного орогена.

ВЫВОДЫ

Полученное решение аналитической задачи геомеханики показало, что воздействие мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции на литосферу может быть причиной формирования эпиплатформенных орогенов.

Формирующиеся девиаторные напряжения в коре могут быть существенными по своему уровню, и поэтому влияние астеносферной конвекции является важным фактором, вклад которого в формирование эпиплатформенных орогенов необходимо учитывать.

Важным результатом проведенных исследований является установленная инверсия скорости и рельефа для кровли коры, возникающая при стационарных условиях нагружения со стороны астеносферы. В работах (Михайлов, 1999; Mikhailov et al., 2010), подобная инверсия достигалась при смене условий внешнего нагружения.

Итог качественного анализа зависимости некоторых атрибутов исследуемого эволюционного процесса от входных параметров модели.

Параметр \ Влияние повышения на	длительность эволюции системы	амплитуду рельефа на дневной поверхности	амплитуду рельефа на подошве коры
Скорость базового возмущения (β) v_0	не влияет	+ (прямая пропорц.)	+ (прямая пропорц.)
Вязкость коры η_c (при фиксированной η_m)	- (практически прямая пропорц.)	практически не влияет	практически не влияет
Вязкость мантии η_m (при фикс. η_c)	практически не влияет	+ (практически прямая пропорц.)	+ (практически прямая пропорц.)
η_m, η_c (при фикс. η_m/η_c)	- (практически прямая пропорц.)	+ (практически прямая пропорц.)	+ (практически прямая пропорц.)
Скачок плотности на границе Мохо $\Delta\rho$ (при фиксированной ρ_c)	+ (слабо влияет)	- (слабо влияет)	- (слабо влияет)
Плотность коры ρ_c (при фиксированной $\Delta\rho$)	- (слабо влияет)	- (слабо влияет)	- (слабо влияет)
Мощность коры h_c (при фиксированной h_m)	- (слабо влияет)	- (существенно влияет)	практически не влияет
Мощность мантийной литосферы h_m (при фиксированной h_c)	+ (слабо влияет)	- (существенно влияет)	- (существенно влияет)
h_m, h_c (при фиксированной h_m/h_c)	+ (существенно влияет) С учетом приведенного выше — достаточно нетривиальный результат	- (существенно влияет)	- (существенно влияет)
Волновое число возмущения (β) k	- (слабо влияет)	+ (существенно влияет)	+ (существенно влияет)

Примечание. «+» означает повышение величины атрибута при повышении входного параметра (при понижении имеет место обратное, поэтому в данной таблице — опущено); «-», соответственно, — понижение. Понятия «существенно» и «слабо» разграничены прямой зависимостью, то есть для существенной зависимости функция атрибута от входного параметра лежит выше биссектрисы в правом верхнем квадранте декартовой двумерной системы координат, для слабой, соответственно — ниже. «Практически» означает, что, хотя из структуры решения следует нелинейная зависимость атрибута от параметра, в исследуемом диапазоне параметров она с высокой точностью аппроксимируется указанным типом зависимости. Для v_0 имеется истинная линейная зависимость, поэтому там данный термин не использован.

Особо следует отметить, что рассчитанная структура напряженного состояния соответствует имеющимся тектонофизическим реконструкциям (по ориентациям главных осей тензора напряжений) только в нижней и средней части коры. Выполненные расчеты показали необходимость учета упругой составляющей деформаций на вынужденное конвективное течение в земной коре. Упругая разгрузка, происходящая в приповерхностных слоях восходящей ветви конвекции, создаст необходимые напряжения дополнительного сжатия (Ребецкий, 2008).

Список литературы

Биргер Б.И. Возбуждение мелкомасштабной конвекции в континентальной литосфере воз-

мущениями рельефа земной поверхности // Физика Земли. 2010. № 7. С. 78–86.

Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М.: Наука, 1976. С. 264–268.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. М.: ФизМатЛит., 2006. Т. 6. Гидродинамика. С. 71–78.

Лобковский Л.И. Двухярусная концепция тектоники плит: геологические, геофизические и геодинамические следствия // Геологическая история СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 121–134.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.

Михайлов В.О. Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате

- вертикальных движений // Физика Земли. 1983. №6. С. 3–18.
- Михайлов В.О.* Моделирование процессов растяжения и сжатия литосферы внутриплитными силами // Физика Земли. 1999. № 3. С. 71–81.
- Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л.* Влияние упругой сжимаемости мантии на термогравитационную конвекцию. Конвективная неустойчивость гравитационного напряженного состояния // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 250–255.
- Ребецкий Ю.Л.* О неустойчивости слоистых сред в условиях гравитационного напряженного состояния // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. Р. 1446–1454.
- Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика, 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466.
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.
- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* и др. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. № 3. С. 496–520.
- Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В.* и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред: В 2-х частях. М.: Мир, 1985. 727 с.
- Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О.* Формирование системы горное сооружение — предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 3–21.
- Ahnert F.* Functional relationship between denudation relief and uplift in mid-latitude drainage basins // Amer. J. Sci. 1970. V. 268. № 3. P. 243–263.
- Blatt H., Middleton G., Marray R.* Origin of sedimentary rock. N.-Yersy. Print Hall, 1972. 634 p.
- Culling W.E.* Analytical theory of Erosion // Journal of Geology. 1960. V. 68. № 3. P. 336–344.
- Horowitz D.H.* Mathematical Modeling of Sediment Accumulation in Deltic System // Quantitative Techniques for Analysis of Sediments. Oxford, 1976. P. 105–119.
- Love A.E.H.* Some problems of geodynamics. London Cambridge University Press, 1911. 180 p.
- Mikhailov V.O., Timoshkina E. P., Polono R.* Foredeep basin: the main features and model of formation // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 345–359.
- Parsons B., McKenzie D.* Mantle Convection and the Thermal Structure of the Plates // Journal of geophysical research. 1978. V. 83. № B9. P. 4491–4493.
- Rebetsky Yu L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E.* Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. V. 581. P. 114–131.

МЯГКОВ, РЕБЕЦКИЙ

**THE EVOLUTION OF STRUCTURE OF CRUSTAL FLOW AND RELIEF
OF EPI-PLATFORMAL OROGENS EFFECTED
BY SMALL-SCALE CONVECTION IN THE ASTHENOSPHERE**

D.S. Myagkov, Yu.L. Rebetsky

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, 123242

The problem of the evolution of the state of stress and surface topography of the crust and upper mantle is studied using the method of analytical modeling. The source of the deforming effects on the lithosphere is the thermogravitational convection in the asthenosphere. This impact has been presented in the form of perturbations of horizontal component of the velocity vector on the bottom of a two-layer viscous two-dimensional model of the lithosphere, where the upper layer of the two-layer lithosphere is the crust, and the bottom layer is the upper mantle. We used the method of separation of variables: the perturbation as well as all other functions of the mechanical state of the system were searched in the class of laterally harmonic functions. The investigation showed that the development of crust deformation at the roof is accompanied first by inversion of sign of the vertical component of movement followed by inversion of the sign of the roof crust relief resulting in a change in the nature intracrustal flow. The subsequent evolution of the system takes place towards the isostasy state of lithosphere. On the final stage there a certain level of deviation from the isostasy. Additionally the authors studied the effect of denudation and accumulation processes on the emerging state of the lithosphere. Estimations of these processes were made by modifying the boundary conditions on the main interfaces of the lithosphere. Interpretation of the results suggests that small-scale convection in the asthenosphere is supposed to be one of the major factors responsible for the formation of the state of stress epi-platformal Orogens.

Keywords: analytical modeling, geomechanics, tectonophysics, state of stress, orogeny.