

ОБЩЕКОРОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ КАК РЕАКЦИЯ КОРЫ НА ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ СЖАТИЕ

А.Ю. Кисин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: kissin@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 20 февраля 2007 г.

Анизотропная и реологически расслоенная земная кора вместе с атмосферой (гидросферой) удовлетворяет понятиям «компетентный» и «некомпетентные» слои. При горизонтальном сжатии она легко теряет изгибную устойчивость, что ведет к образованию общекоровой складчатости. Продольный изгиб и надвиг являются тектонопарой. Упругая кора передает напряжения сжатия на значительные расстояния, а изгиб фокусирует энергию сжатия на относительно небольшие объемы. Трансформация механической энергии сжатия в другие виды энергии сопровождается структурно-вещественным преобразованием коры, ее утолщением, метаморфизмом, магматизмом и рудообразованием. В статье приводится описание общекоровой складчатости, ее эволюция и особенности.

Ключевые слова: *геодинамика, земная кора, деформации, метаморфизм, магматизм.*

THE GENERAL CRUST FOLDING AS A REACTION TO HORIZONTAL SQUEEZING

A.Yu. Kissin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Anisotropic and reologically stratificated Earth crust together with atmosphere (hydrosphere) corresponds to an idea of «competent» and «non-competent» layers. A loss of crust bended stability under a horizontal compression can be occurred due to any large heterogeneity or appearance of thrust. A longitudinal bend and thrust are a tectonic couple. Their realization is carried out under the similar stresses. There is considered a mechanism of negative and positive crust bends of mobile and platform crust parts leading to its deep structural transformation. Elastic upper crust passes a stress for a long distance and a bend focused compression energy to a relatively small volume.

Key words: *geodynamics, Earth's crust, deformations, metamorphism, magmatism.*

В последние десятилетия процессам коллизии уделяется особое внимание, поскольку стало очевидным, что именно они главным образом ответственны за утолщение и структурно-вещественные преобразования континентальной коры. Термины типа «синколлизийный метаморфизм» и «синколлизийный магматизм», «постколлизийные процессы» и т.п. широко употребляются в современной научной литературе. Необходимо уточнить, что в данной статье под коллизией понимается ориентированное горизонтальное сжатие (стресс) крупного участка земной коры, вызывающее его утол-

щение и необратимую структурно-вещественную перестройку. Такое сжатие коры может быть не только следствием столкновения литосферных плит, но и следствием ряда других причин, активно обсуждаемых в последние десятилетия [Лобковский и др., 2004; Зубович и др., 2007; Фундаментальные..., 2007, и др.]. Но каков механизм утолщения коры при горизонтальном сжатии, и каким путем идет локализация энергии, приводящая к структурно-вещественным преобразованиям земной коры? По этим актуальным проблемам современной геологии имеются различные точки зрения [Бе-

лоусов, 1975; Гзовский, 1975; Добрецов, 1980; Камалетдинов и др., 1981, 1990; Артюшков, 1993; Копп, 1997, и др.]. Ранее [Коротеев и др., 1998; Кисин и др., 2002] мы уже высказывались по этим проблемам, показав что их решение возможно и с позиций волнообразных деформаций коры при ориентированном горизонтальном сжатии, впоследствии названных «общекоровой складчатостью» [Кисин, 2003]. «Общекоровой» данная складчатость названа по причине, что в нее вовлечена вся по толщине кора. Термины типа «глубинная складчатость», «складчатость основания или фундамента» не полностью отвечают этому определению: первая является неопределенной, к какому слою или глубине она относится, вторая формально игнорирует осадочный чехол.

Со времен Э. Аргана [1935], выделившего «складки фундамента», проблема складчатых деформаций коры исследовалась многими авторами [Шульц, 1948, 1979; Макаров, 1977; Эз, 1978; Никишин, 2002; Юдахин и др., 2003, и др.], но сам механизм складкообразования и вызванные складчатостью геологические процессы преобразования коры оставались теоретически и экспериментально недостаточно изученными. Идеи Э. Аргана, основанные на «мобилистских» позициях, не вписывались в концепцию тектоники плит, постулировавшей «жесткость» литосферных плит и потому долгое время не развивались. Только к концу прошедшего века пришло понимание ошибочности данного постулата, что послужило основанием для возрождения идей этого швейцарского геолога, но уже на современной основе [Леонов М., 1996; Хаин, Яблонская, 1997а,б; Никишин, 2002; Юдахин и др., 2003; Лобковский и др., 2004; Zubovich и др., 2007, и др.].

В научной литературе описываются различные типы складчатости, образовавшиеся в результате продольного изгиба (горизонтальное

сжатие) или поперечного изгиба (вертикальные движения) [Ажгирей, 1956; Белоусов, 1975; Гзовский, 1975; Гончаров, 1988, Эз, 1978, и др.]. Гравитационная и адвективная [Белоусов, 1975; Рамберг, 1985; Гончаров, 1988; Гончаров и др., 2005, и др.] складчатости являются частными случаями двух предыдущих. В представлении некоторых исследователей складки коры продольного изгиба представляют собой пологие изгибы большого радиуса [Макаров, 1977; Никишин, 2002; Лобковский и др., 2004, и др.]. Предложенная нами теоретическая модель продольного изгиба коры [Кисин и др., 1991, 2002; Коротеев и др., 1998], кардинально отличается от подобных представлений и лучше объясняет ряд геологических явлений, сопровождающих изгибы. К настоящему времени эта модель претерпела некоторые изменения и дополнения, что и отражено в данной статье.

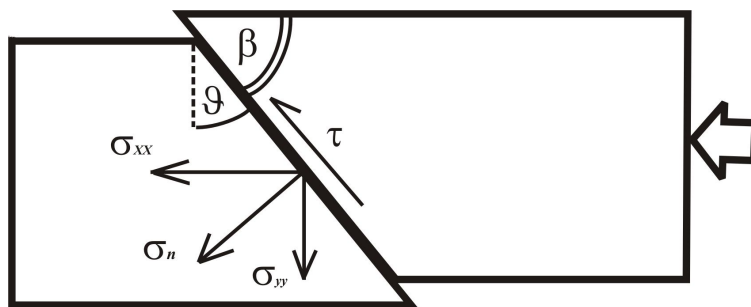
Потеря изгибной устойчивости коры

В основу модели положены современные представления о реологически расслоенной коре и возможности горизонтального проскальзывания отдельных ее слоев относительно друг друга [Тектоническая..., 1980, 1982, 1990; Леонов Ю., 1991, 1997; Иванов, 2002, и др.]. Согласно концепции реологически расслоенной коры, ее условно можно разделить на упругую (верхнюю) и пластичную (нижнюю) [Леонов Ю., 1991]. Верхняя упругая кора рассматривается нами как *компетентный* слой, который граничит с двумя *некомпетентными* слоями: ультрапластичной атмосферой + гидросферой и пластичной нижней корой (рис. 1) [Кисин, 2005, 2006]. Это необходимое условие для образования складчатости при продольном изгибе, хорошо изученной экспериментально [Гончаров и др., 2005, и др.]. Ниже, для простоты изложения, если это не оговорено специально, принято, что



Рис. 1. Условия возникновения общекоровой складчатости
1 — надвиг; 2 — изгибающие моменты. Пояснения в тексте.

Рис. 2. Векторы главных, нормальных и касательных напряжений действующие в зоне надвига (по [Теркот и Шуберт, 1985]). Пояснения в тексте.



кора изотропна по латерали, температура и литостатическое давление возрастают с глубиной а деформации протекают в масштабах геологического времени. Основываясь на математических расчетах, Д. Теркот и Дж. Шуберт [1985] показали, что для потери изгибной устойчивости земной коры в результате горизонтального сжатия потребуются невероятно большие напряжения, из чего они сделали заключение о нереальности такого процесса. Но образование надвигов соответствующего масштаба, по их представлениям, вполне реально. Принимая слоистую модель земной коры и ее условное деление по реологическим свойствам на верхнюю и нижнюю, рассмотрим реакцию коры на ориентированное горизонтальное сжатие. Для простоты и наглядности изложения сути предлагаемой модели положим, что второе главное напряжение, ориентированное по оси z , равняется нулю ($\sigma_z = 0$); наименьшее главное напряжение обусловлено силами гравитации и ориентировано вертикально, вдоль оси y ; а наибольшее сжимающее напряжение, обусловленное тектоническим фактором, ориентировано по оси x горизонтально ($\sigma_1 > \sigma_3$). Тогда все деформации коры будут проходить в одной плоскости, образованной векторами этих двух главных напряжений, как это показано на рисунках в данной статье.

Геологические признаки и GPS-мониторинг показывают, что отдельные крупные участки земной коры испытывают горизонтальное сжатие (укорочение) или растяжение. Считается, что сжатие ведет к утолщению коры, а растяжение – к ее утонению. Такие представления хорошо согласуются с современными геолого-геофизическими данными об изменении толщины коры на различных ее участках. Многие исследователи усматривают связь между структурно-вещественными преобразованиями земной коры и ее толщиной. Ведущая роль горизонтального сжатия в механизме утолщения

земной коры в настоящее время принимается большинством исследователей. Однако по поводу самого механизма ее утолщения среди исследователей единого мнения нет. Решая задачу чисто геометрическими методами, что полностью отвечает представлениям о тектонической природе явления, видим весьма ограниченное число возможных вариантов такого утолщения коры: *чистый сдвиг, простой сдвиг, продольный изгиб и их комбинации*. Чистый сдвиг (или *расплющивание*) в анизотропной среде, какой является и земная кора, может проявляться только в комбинации с другими механизмами и не может быть ведущим. Простой сдвиг обычно ассоциируется с надвигами, взбросами и шарьяжами. Часть ученых считает, что именно с этим механизмом, но в разных его вариантах, связано увеличение толщины коры (обдукция, поддвиг, тектонические покровы, пакеты тектонических пластин и чешуй и т.п.) [Камалетдинов и др., 1990; Камалетдинов, 2001, и др.], что вызывает необходимость рассмотреть этот механизм подробнее, на примере надвига.

Надвиги. Идея наращивания толщины земной коры через систему надвигов и шарьяжей в настоящее время является, вероятно, наиболее популярной. Для доказательства ее правомочности приводятся различные геологические, геофизические и экспериментальные данные, строятся физико-математические модели. Геологические и геофизические исследования показывают, что глубинные надвиги, секущие, по крайней мере, верхнюю кору, действительно существуют. Можно считать доказанным и существование тектонических покровов, хотя по механизму их образования единого мнения нет. На наш взгляд, несмотря на большой массив имеющихся экспериментальных данных и математических расчетов, проблема надвигообразования и формирования покровов еще далека от окончательного решения. Существующие представления по данной проблеме выглядят

излишне упрощенными, игнорирующими ряд важных моментов. Такие представления, подкрепленные математическими расчетами, например, изложены в [Теркот, Шуберт, 1985].

Согласно этим математическим моделям, как следует из рис. 2, при образовании надвига нормальное напряжение σ_n , сдвиговое напряжение τ и коэффициент трения покоя f_s вычисляются по формулам:

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\cos 2\vartheta, \quad (1)$$

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\sin 2\vartheta, \quad (2)$$

$$f_s = \frac{\tau}{\sigma_n}, \quad (3)$$

где σ_1 и σ_2 являются главными нормальными напряжениями, максимального и минимального соответственно; ϑ – угол между плоскостью надвига и вертикалью. Плоскость разрыва возникает в плоскости максимальных касательных напряжений, которые согласно приведенной формуле достигаются при $\vartheta = 45^\circ$. Полагается, что угол падения надвига может меняться, в зависимости от коэффициента трения, от 45 до $22,5^\circ$. Однако на больших глубинах, которые предполагаются в модели общекоровой складчатости, такие вариации углов падения маловероятны по причине большого всестороннего давления [Гончаров и др., 2005]. Наличие смазки или воды на контактирующих поверхностях ведет к понижению коэффициента трения и увеличению угла падения плоскости надвига. В данных формулах полагается, что в земной коре уже имеется достаточное количество трещин и смещение происходит по тем из них, которые более всего отвечают оптимальному углу падения плоскости сместителя.

Однако, несмотря на простоту и внешнюю привлекательность, такая модель нереальна и абстрактна, поскольку рассматривает процесс, происходящий только в плоскости надвига, в отрыве от сопутствующих и неизбежных явлений в окружающей среде. Одним из них является *эффект присоски или проблема пространства* [Кисин, 2005]. Земная кора, какого бы типа она ни была, является одной из оболочек Земного шара, т.е. обладает непрерывностью и ограничивает фиксированный объем. Исходя из представлений о реологических свойствах коры и верхней мантии, многие исследователи признают возможность их горизонтальных смещений относительно друг друга [Пей-

ве, 1963, Тектоническая..., 1980, 1982, 1990; Леонов Ю., 1991; Фундаментальные..., 2001, и др.]. Однако, несмотря на латеральную и вертикальную анизотропию, насыщенность разрывными нарушениями и т. п., земная кора не может быть оторвана от подстилающей верхней мантии благодаря именно своей сплошности и силам гравитации. Проще говоря, любой блок земной коры, выколотый вертикальными или наклонными трещинами на всю ее толщину, не может быть извлечен из своей ячейки, по причине наличия эффекта присоски, т.е. невозможности появления пустого пространства. На проблему «объемов» при деформации указывает, например, и А.В. Лукьянов [Тектоническая..., 1990], вводя понятие «*принцип совместимости деформаций*». Суть его заключается в том, что «*тектонические деформации и перемещения вещества в земных недрах осуществляются в сплошной среде, которая не терпит ни пустоты, ни сдвигания*». Так, если какая-либо горная масса ушла из данного объема, то он должен *одновременно* заполниться другой горной массой, пришедшей из объема, заполняющегося третьей горной массой и т. д. Поэтому деформации и перемещения горных пород не могут быть произвольными, а образуют упорядоченные структурные рисунки (курсив – А.К.)» (с. 153). М.А. Гончаров и др. [2005] также показывают, что анализ тектонических потоков, т.е. масштабных деформаций земной коры, должен основываться на *механике сплошных сред*. Именно этот фактор, вероятно, оказался неучтенным в вышеприведенных формулах.

Для более наглядного показа роли эффекта присоски при развитии надвига глубокого заложения автором выполнена серия простейших экспериментов, для проведения которых использовались две стеклянные пластинки размером $118 \times 90 \times 1,4$ мм. Вес пластинки 35 г. Одна короткая сторона каждой пластинки была шлифована под углом около 45° (но не полировалась). Затем эти пластинки клались на толстое, горизонтально ориентированное, стекло большего размера. Одна стеклянная пластинка закреплялась неподвижно и имитировала лежащий бок надвига. Другая пластинка имитировала его активный висячий бок. К противоположному торцу подвижной пластинки прикладывалась горизонтально ориентированная сила, в направлении перпендикулярном линии надвига. Скорость нагружения составляла около 1 г/с; наблюдения за развитием надвига осуществля-

лись визуально. При моделировании надвига со стеклянными пластинками теория подобия не учитывалась, поскольку целью эксперимента было лишь наглядно показать «эффект присоски».

В первом эксперименте контактирующие поверхности стекол были сухие. Для смещения подвижной пластинки по горизонтальной поверхности стекла, до ее соприкосновения со второй пластинкой в плоскости надвига, потребовалось усилие в 17-20 г, что соответствует коэффициенту трения покоя (около 0,5) и хорошо согласуется со справочными данными. Критическая нагрузка со смещением в плоскости надвига составила около 40 г. Нагрузки нарастали до критических значений, затем следовало резкое надвигание одной пластинки на другую.

Во втором эксперименте контакты стекол были смочены водой, а оставшиеся под стеклом отдельные пузыри воздуха были частично выдавлены за пределы контактирующих поверхностей стекол. Благодаря капиллярным силам, вода смачивала и контактирующие поверхности пластинок в плоскости надвига. При многократном повторении этого эксперимента критическая нагрузка составляла 1300-1900 г, то есть почти в 50 раз больше, чем при сухих контактах. Было отмечено, что критическая нагрузка сильно зависит от количества сохранившихся под стеклом пузырьков воздуха. Вблизи критических значений «тектонических» сил наблюдалось медленное, но с ускорением, надвигание одной пластинки на другую. При этом подвижная стеклянная пластинка заметно прогибалась, и был слышен отчетливый хруст раздавливаемого стекла; т.е. *в пластинке возникали изгибающие моменты, не связанные с ее весом*. Затем в плоскости надвига под пластину языками начинал проникать воздух. По мере его поступления – увеличивалась и скорость смещения пластинки по надвику, а также уменьшался изгибающий момент. Завершался процесс внезапным срывом пластинки.

В третьем эксперименте вода была заменена косметическим вазелином, при комнатной температуре (23-25°C) имевшим консистенцию жидкой сметаны. Критическая нагрузка здесь достигала уже 2500 г. Процесс смещения пластинки проходил аналогично предыдущим экспериментам.

Подставляя результаты экспериментов в вышеприведенные формулы, мы получим совершенно нереальные цифры, где коэффициент трения близок к единице (0,986 в третьем экс-

перименте). В наших экспериментах с использованием смачивания или смазки контактирующих поверхностей надвигание одной пластинки на другую все же произошло, по причине открытости системы: возможность подсоса воздуха под активную пластинку. Если же ее сделать более герметичной, то смещения пластинки по надвику могло бы и не быть вовсе. Высокую герметичность должна иметь природная система. Причиной тому служит, прежде всего, большая мощность верхней коры, достигающая 15-20 км и более. Высокое литостатическое давление, существующее на этих глубинах, и вызванный им горный отпор обеспечивают надежную герметизацию системы. Появление дополнительных разрывных нарушений (надвигов) или более пологое залегание плоскости сместителя на данной ситуации скажутся мало, по причине того же эффекта присоски.

Однако из вышесказанного не следует, что надвиги такого масштаба в земной коре невозможны. Подобные надвиги в природе существуют, чему есть немало убедительных доказательств. Но как же в таком случае решается проблема пространства? Очевидно, что это возможно только в случае более сложных деформаций коры, чем это предполагается в вышеприведенной математической модели.

На рис. 3 показаны некоторые силы, действующие на пассивную и активную плиты в зоне надвига при горизонтальном сжатии. Положим, что на крупном участке верхней коры возникли ориентированные горизонтальные тектонические напряжения, вызванные силой P (рис. 3а). В силу неоднородности верхней коры, на ее наиболее ослабленном участке образовался надвиг. При первом же движении активной пластины по надвику в ней возникнут *реактивные* напряжения, препятствующие этому движению. Возникшие напряжения обусловлены двумя главными реактивными силами: *весом* «подвешенной» плиты (P_1) и «*эффектом присоски*» (P_2), векторы которых направлены вертикально вниз. Сила P_1 симметрична и сосредоточена в центре тяжести сечения «опёртой» по краям плиты. Сила P_2 асимметрична и достигает максимума по абсолютной величине непосредственно справа от линии пересечения плоскости надвига с подошвой упругой коры и быстро убывает в горизонтальном направлении вглубь активной плиты, т.е. по мере удаления от надвига вправо. Векторы обоих реактивных сил ориентированы вдоль вертикальной оси и

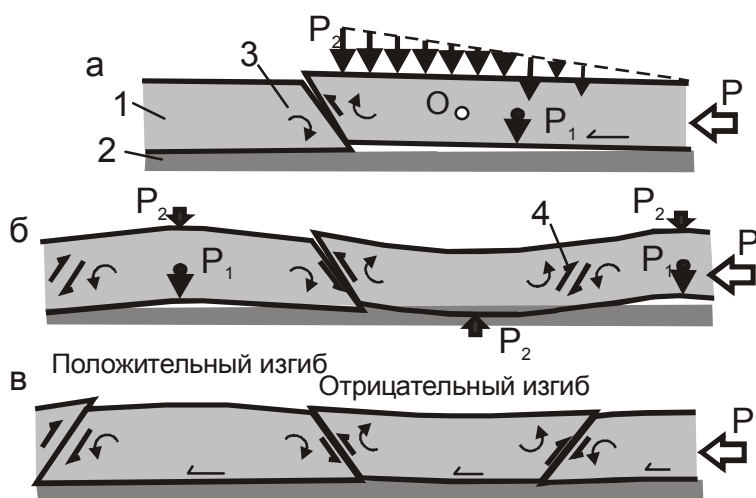


Рис. 3. Потеря изгибной устойчивости упругой коры при горизонтальном сжатии в случае образования надвига (тектонопара надвиг–продольный изгиб).

а – эффект присоски и распределение сил на плите висячего бока надвига с образованием продольного изгиба; б – образование надвигов на границах изгибов разных знаков; в – «блоковый» вид общекоровой складчатости. 1 – упругая верхняя кора; 2 – пластичная нижняя кора. Пояснения в тексте.

направлены вниз. Следовательно, они суммируются. Сумма этих реактивных сил равна *активной* тектонической силе, ориентированной горизонтально, и поэтому смещение активной плиты в плоскости надвига становится невозможным (касательные напряжения равны нулю). Но результирующая реактивная сила P_s расположена не в плоскости надвига, а несколько правее его, между точками P_1 и P_2 и, следовательно, вызывает в плите *поперечный изгиб*. Но результирующая сила P_s по определению является реактивной и при формировании поперечного изгиба является пассивной или, иначе говоря, играет роль *упора*. Таким образом, точка перегиба смещена от центра тяжести сечения в сторону надвига. Величина смещения точки перегиба зависит от величины горизонтальной тектонической силы и изгибной жесткости плиты, поскольку этими параметрами определяется положение реактивной силы P_2 . Возникновение точки перегиба означает *потерю изгибной устойчивости* плиты в результате ориентированной горизонтальной тектонической силы, что и требовалось показать.

Поскольку изгибные деформации коры происходят в результате горизонтального сжатия, то изогнутая книзу верхняя кора начинает задавливаться вниз и испытывать сопротивление со стороны нижней коры (проблема свободного пространства), достигающего максимума в точке перегиба (рис. 3б). Эта часть изгиба погружается в пластичную нижнюю кору, обладающую более высокой плотностью, что дополнительно вызывает возникновение Архимедовых сил, также направленных вверх. Справа от отрицательного изгиба одновременно с ним возникнет положительный изгиб, арка ко-

торого стремиться оторваться от нижней коры, что, как было сказано выше, принципиально невозможно. Но это ведет к тому, что появляются дополнительные силы направленные вниз, и стремящиеся распрямить изгиб: это те же самые реактивные силы – вес подвешенной пластины (P_1) и «эффект присоски» (P_2). Совместное действие горизонтальных активных и вертикальных реактивных сил вызовет концентрацию касательных напряжений на границе изгибов разных знаков, что сопровождается деформацией по механизму простого сдвига (в физическом смысле слова). Последующая локализация касательных напряжений может привести к возникновению надвига. Аналогичные изгибные деформации произойдут и с плитой лежащего бока надвига (рис. 3б).

Формулы для определения длины волны при продольном изгибе упругой плиты приведены в [Теркот, Шуберт, 1985], согласно которым длина волны λ_c прямо пропорциональна жесткости плиты и обратно пропорциональна критической силе горизонтального сжатия:

$$\lambda_c = 2\pi \left(\frac{2D}{P_c} \right)^{1/2} = 2\pi \left[\frac{D}{g(\rho_m - \rho_w)} \right]^{1/4} = 2\pi \left[\frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)(\rho_m - \rho_w)g} \right]^{1/4}, \quad (4)$$

где D – жесткость плиты; P_c – критическая сила, под действием которой начинается смещение плиты; E – модуль Юнга; ν – коэффициент Пуассона; h – толщина упругой плиты; ρ_m и ρ_w – плотности плиты и воды соответственно; g – ускорение свободного падения. Действие перерезающей силы вызванной «эффектом присоски» в этих формулах не учиты-

вается, хотя именно она определяет точку перегиба, сильно смещая ее в направлении надвига. Следовательно, в нашем случае, длина полуволны будет значительно меньше длины полуволны рассчитанной по формуле для продольного изгиба. Локализация точки перегиба перерезающей силой значительно понизит и критические напряжения σ_c изгибной устойчивости, которые вычисляется по формуле [Теркот, Шуберт, 1985]

$$\sigma_c = \left[\frac{Eh(\rho_m - \rho_w)g}{3(1 - \nu^2)} \right]^{1/2}. \quad (5)$$

Анализируя выше приведенные формулы, можно сделать вывод, что изгибы плиты, к которым они применимы, будут симметричными изгибами больших радиусов. В нашем же случае, благодаря наличию перерезающей силы, должны возникать асимметричные изгибы относительно небольших радиусов. Это хорошо видно на примерах, приведенных в [Теркот, Шуберт, 1985]. Например, упругий слой имеет следующие характеристики: $E = 100$ ГПа; $h = 1$ км; $\nu = 0,2$; $\rho_m = 3300$ кг/м³; $\rho_w = 1000$ кг/м³. Рассчитанное критическое напряжение составило 900 МПа (9 кбар), при длине волны 28 км. Подставляя в формулы (4) и (5) цифры характеризующие верхнюю кору: $h = 20$ км (характерная для платформ), $\rho_m = 2700$ кг/м³, а остальные цифры оставляя без изменений, мы получаем для общекоровой складчатости критическое напряжение 3,48 ГПа (34,8 кбар) и длину волны 284 км. Горизонтальные тектонические напряжения 34,8 кбар и длина волны в 284 км для платформенной коры представляются нереально большими. А.М. Никишин [2002] оценивает длину волны «общелитосферной складчатости» 360 км, «коровой» и «верхнекоровой» складчатости 30-50 км и 4-9 км, соответственно. Автором изучалась общекоровая складчатость восточной части Восточно-Европейской платформы, где длина волны составляет около 180 км. Для коллизионных областей, типа Урала, оценить длину волны неустойчивости коры сложнее, ввиду их более сильной горизонтальной сжатости, а также ряда других причин, которые будут понятны после изложения модели общекоровой складчатости. Для Урала она, вероятно, составляет около 70-90 км (на начало деформации).

Здесь мы показали, как надвиг при горизонтальном сжатии ведет к потере изгибной устойчивости плиты и, наоборот, как потеря из-

гибной устойчивости коры при горизонтальном сжатии ведет к образованию надвигов. Ни один из этих процессов в данных условиях не может развиваться самостоятельно. Следовательно, можно утверждать, что *надвиг и продольный изгиб являются тектонопарой*. В таком случае деформации коры по этому механизму охватят всю область критических (достаточных для деформации коры) горизонтальных тектонических напряжений. На рис. 3б изгибы коры показаны в утрированном, сильно преувеличенном виде. В реальности совместное действие горизонтальных и вертикальных сил всегда будет уравновешено деформациями коры соответствующего масштаба, не допускающими образования резко выраженных арок любого знака и крупных опусканий или подъемов подошвы упругой коры, как это показано на рис. 3в. О том, как это достигается, речь пойдет ниже, в соответствующем разделе.

У этой тектонопары имеется замечательное свойство, без которого данная модель была бы вероятно нереальной. При возникновении продольного изгиба коры, при таком (внешнем) приложении тектонических сил, напряжения сжатия должны быть сняты почти полностью. Иначе говоря, развиваться может только один изгиб. Как же, в таком случае, напряжения сжатия передаются на расстояния? Только благодаря вышеописанной тектонопаре: реактивные силы не позволяют образовываться арке любого знака и не допускают сколь либо заметных смещений в плоскостях надвигов. В результате этого упругая кора, как и прежде, имеет плитообразную форму и способна передавать напряжения на достаточно большие расстояния.

Анизотропия среды также может быть причиной потери плитой изгибной устойчивости. Тензорное поле напряжений в анизотропной среде тоже будет анизотропным; векторы главных и касательных напряжений меняют направление [Гончаров и др., 2005]. Наиболее ярко выражена анизотропия верхней, упругой коры. Рассмотрим некоторые варианты деформаций (в масштабах геологического времени) коры, содержащей крупные относительно жесткие или, напротив, более пластичные блоки при горизонтальном тектоническом сжатии (рис. 4). Если «жесткий» блок находится вблизи дневной поверхности, то влияние его на изгибную жесткость коры будет, вероятно, незначительным, поскольку здесь при низких литостатических нагрузках резко преобладают хруп-

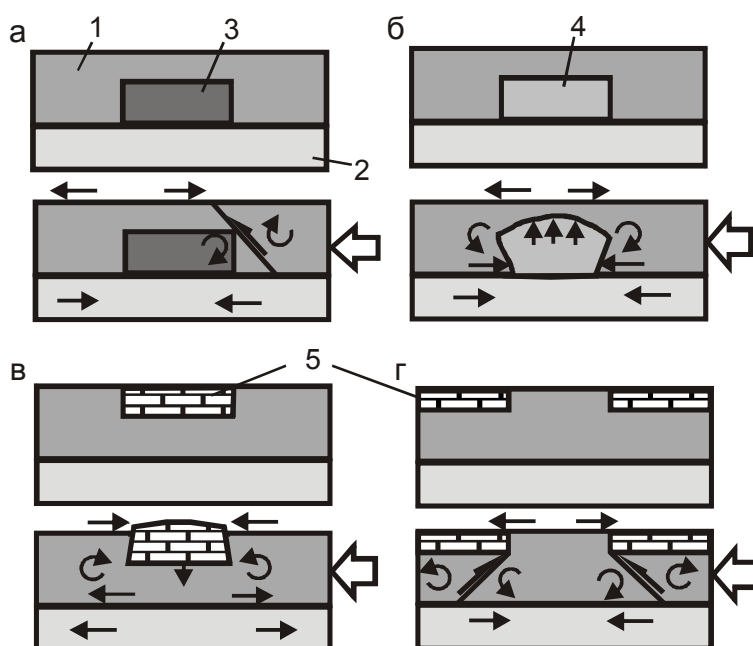


Рис. 4. Некоторые возможные варианты потери изгибной устойчивости реологически расслоенной коры при горизонтальном сжатии.

а – «жесткий блок» в основании верхней коры; б – «квазипластичный блок» в основании верхней коры; в – «седиментационный бассейн»; г – «выступ фундамента». Цифры с указателями: 1 – верхняя кора; 2 – нижняя кора; 3 – «жесткий блок»; 4 – «квазипластичный блок»; 5 – «седиментационный бассейн».

кие деформации. Они могут, вероятно, лишь усилить или ослабить брекчирование пород и мелкую складчатость в осадочном чехле. Часть их может быть выдавлена на дневную поверхность. Если же такой блок находится в нижней части упругой коры (рис. 4а), то при возникновении одноосного горизонтального сжатия около него возникнут сильные касательные напряжения, с образованием надвига (ситуация рассмотренная выше).

В этой же ситуации заменим «жесткий» блок на «пластичный», например, за счет подтока тепла снизу (рис. 4б). В то время, когда в основной толще коры реализуются упругие деформации, в «пластичном» блоке уже происходят пластические деформации, ведущие к его укорочению в горизонтальной плоскости и удлинению в вертикальной. На вышележащую напряженную кору оказывается сосредоточенное давление снизу, что вызывает возникновение изгибающих моментов с вытекающими отсюда последствиями.

Теперь положим, что «пластичный» блок, например, крупный осадочный бассейн, располагается в верхней части коры (рис. 4в). При горизонтальном сжатии коры его укорочение в горизонтальной плоскости и растяжение в вертикальной плоскости начнутся раньше, чем в коре в целом, что приведет к возникновению изгибающих моментов. Возможна и противоположная ситуация, например, на площади обширного осадочного бассейна имеется круп-

ный выступ кристаллического фундамента (рис. 4г). Ускоренная деформация коры на прилегающей к выступу площади, приведет в конечном итоге к возникновению надвигов и изгибающих моментов.

Этим не исчерпываются варианты возможных причин потери изгибной устойчивости коры. К ним можно отнести, например, силы гравитации и объемные эффекты различного происхождения в земной коре, которые здесь не рассматриваются, хотя также могут повлиять на ее изгибную устойчивость. Таким образом, любая крупная неоднородность в верхней коре может привести к потере ее изгибной устойчивости, которая охватит всю тектонически напряженную часть коры. Поскольку кора является внешней, самой тонкой из твердых геосфер, и самой анизотропной из них, то в силу вышесказанного можно утверждать, что *изгибная неустойчивость земной коры уже заложена в ее анизотропии*.

Основные элементы и развитие общекоровой складчатости

Полагаем, как было сказано выше, что верхняя кора является «компетентным» слоем, а атмосфера (гидросфера и нижняя кора) некомпетентными слоями (рис. 1). Одноосное горизонтальное сжатие привело к потере изгибной устойчивости коры и возникновению продольного изгиба.

Замечательным свойством продольного изгиба является наличие *нейтральной поверхности*, по одну сторону которой реализуются условия растяжения, а по другую – условия сжатия. Иначе говоря, на нейтральной поверхности происходит смена знаков напряжения. Это условная поверхность, линейные размеры которой во время изгиба остаются постоянными. В «сопромате» считается, что нейтральная поверхность проходит через центр тяжести сечения. Однако масштабы земной коры несоизмеримы с масштабами инженерных сооружений и данный постулат выглядит по крайней мере дискуссионным, о чем речь пойдет в соответствующем разделе. Кроме того, как было отмечено выше, крупномасштабные деформации земной коры протекают по законам механики сплошных сред [Гончаров и др., 2005]. Нейтральная поверхность существует только в процессе изгиба и, следовательно, должна быть динамичной, т.е. смещаться в зависимости от изменения параметров изгиба или физических (реологических) свойств деформируемой среды.

Напряжения при изгибе прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности. Это другое, чрезвычайно важное свойство изгиба, приводящее к концентрации напряжений и неравномерной деформации, что само по себе уже может быть причиной механохимических процессов и глубоких структурно-вещественных преобразований горных пород [Чиков, 1988; Леонов М. и др., 2000]. Трансформация механической энергии в тепловую энергию нарушает тепловой баланс системы. Общим итогом продольного изгиба коры будет возникновение метастабильной системы с большими вертикальными и горизонтальными градиентами давлений и температур, релаксация которой сопровождается значительными структурно-вещественными преобразованиями коры. В связи с этим положительные и отрицательные изгибы радикально отличаются друг от друга не только по форме, но и по конечному результату, что будет показано ниже.

Положительный изгиб

В случае положительного продольного изгиба коры (правая часть рис. 5а) выше нейтральной поверхности возникают условия растяжения. Низкие температуры и литостатические нагрузки, повышенная трещиноватость пород, высокая обводненность, резкое преобла-

дание хрупких деформаций над пластическими – вот основной, но неполный перечень факторов, характеризующих деформируемую среду, в которой реализуются условия растяжения. Растяжение при изгибе принципиально отличается от простого, равномерного растяжения (величина напряжений, в первом приближении, постоянна для любой точки тела). В нашем случае напряжения растяжения изменяются от нуля на нейтральной поверхности, до максимальных на границе кора-атмосфера (гидросфера). Энергетические затраты на деформацию пород здесь минимальные: уже имеющиеся трещины ориентированные по нормали к поверхности коры разрастаются в направлении нейтральной поверхности, а силы гравитации вызывают просадку и формирование осевого грабена. Вертикальный градиент напряжений растяжения и преобладание хрупких деформаций при образовании грабена не позволяют формироваться листрическим разломам и сбросам по ним.

Ниже нейтральной поверхности реализуются условия сжатия. Для этой зоны характерны повышенные литостатическое, гидростатическое и всестороннее давления, нарастающие с глубиной. Одновременно, за счет температурного градиента, возрастает и температура (ориентировочно температура в подошве верхней коры достигает 400°C, а в подошве нижней коры около 600°C [Гончаров и др., 2005, и др.]). Закрывание трещин, нарастание уровня метаморфизма, деформационного упрочения, плотности пород – это только некоторые факторы, характеризующие среду деформаций сжатия. Таким образом, повышенные температуры и литостатическое давление позволяют ожидать, что в верхней коре ниже нейтральной поверхности преобладают хрупко-пластические и пластические деформации, протекающие по механизму чистого и простого сдвига. Это будет расплющивание в вертикальной плоскости, перпендикулярной вектору приложенных сил и скольжение по наиболее ослабленным зонам. Основная масса пород выдавливается вверх, в направлении наибольшего падения давления, т.е. в основание грабена. По этой причине, морфологически изгиб проявляется слабо: материал перемещается из зоны сжатия в зону растяжения.

Согласно закону сохранения энергии, механическая энергия сжатия трансформируется в другие виды энергии, в т.ч. в тепловую, вызывая быстрый разогрев больших объемов гор-

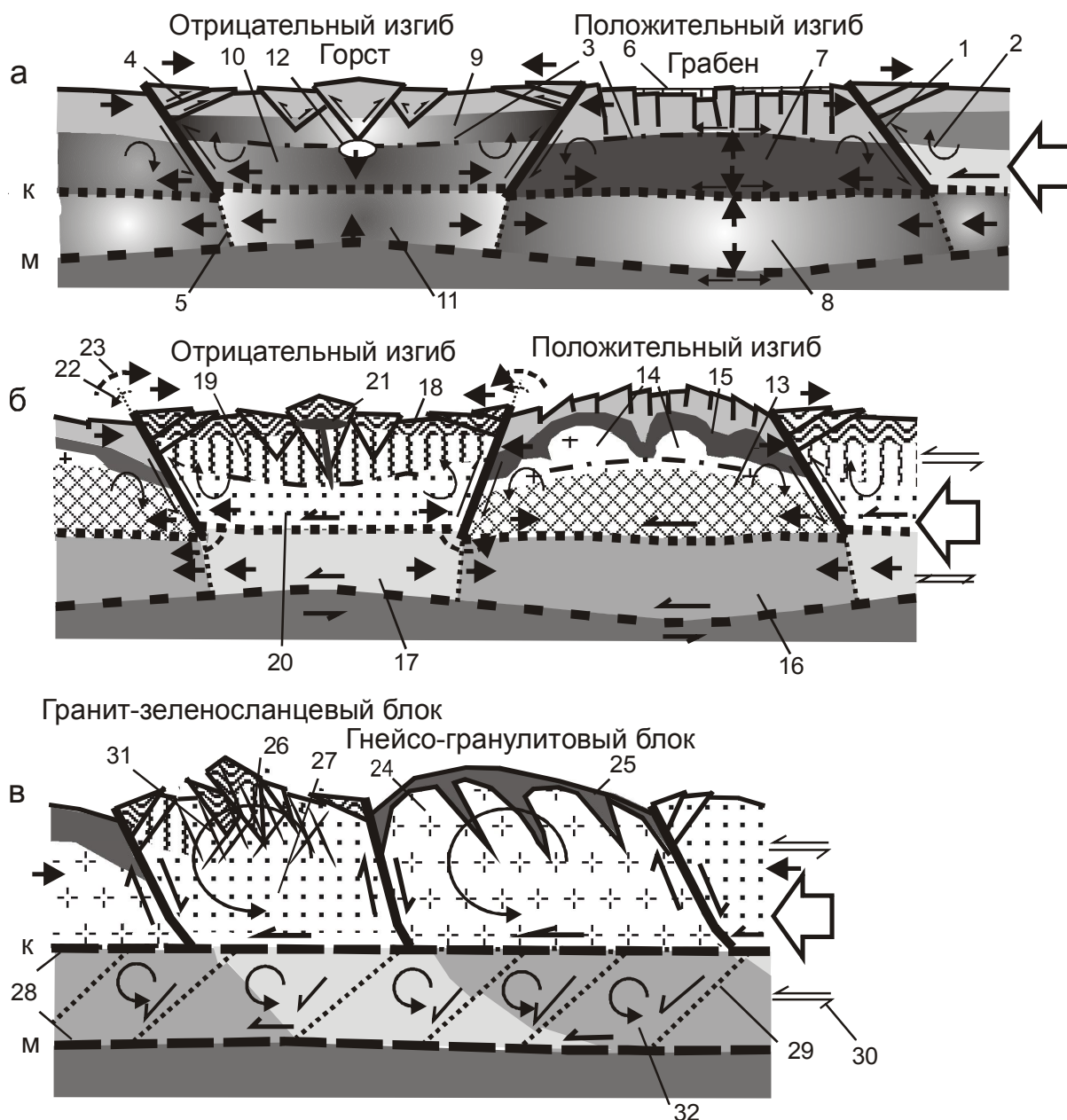


Рис. 5. Развитие общекоревой складчатости.

а – основные элементы общекоревой складчатости; б – структурно-вещественные преобразования коры при изгибе (незавершенная складчатость); в – трансформация общекоревой складчатости в чешуйчато-надвиговые структуры (завершенная складчатость). 1 – надвиг; 2 – изгибающие моменты; 3 – нейтральная поверхность; 4 – клинодислокации и/или околосдвиговые антиклинальные вздутия (валы); 5 – зона пластического сдвига; 6 – зона растяжения и синскладчатые осадочные образования; 7-8 – зона сжатия в блоке положительного изгиба (7 – в верхней коре; 8 – в нижней коре); 9 – зона сжатия в блоке отрицательного изгиба; 10-11 – зона растяжения в блоке отрицательного изгиба (10 – в верхней коре; 11 – в нижней коре); 12 – магматический очаг; 13 – область разогрева и высокотемпературного метаморфизма; 14 – куполовидные структуры; 15 – высокоградиентный зональный метаморфизм; 16 – область разогрева и высокотемпературного метаморфизма в нижней коре; 17 – область разогрева и низкотемпературного метаморфизма; 18 – область мегабрекчирования и мелкой складчатости; 19 – область разогрева и зеленосланцевого метаморфизма; 20 – область разогрева и низкотемпературного (зеленокаменного) метаморфизма; 21 – многофазные малые бескорневые интрузии и кольцевые дайки; 22 – направление разворота плоскости надвига в результате изгиба; 23 – направление разворота плоскости надвига в результате простого горизонтального сдвига; 24 – высокометаморфизованные породы обрамления; 25 – гранулиты, мигматиты, гнейсы; 26 – зеленокаменные породы, амфиболиты; 27 – дайковый комплекс; 28 – основные тектонические срывы; 29 – пластический сдвиг; 30 – направление сдвиговых деформаций; 31 – направление вращения блоков верхней коры; 32 – то же, для блоков нижней коры. Пояснения в тексте.

ных пород, чему чрезвычайно способствует пластический сдвиг. Трансформация механической энергии в тепловую будет происходить во всем объеме зоны сжатия, в отличие от фрикционного нагрева при простом сдвиге, возникающего лишь на плоскостях скольжения взаимодействующих тектонических блоков. Разогрев коры приведет к увеличению пластичности пород и их тепловому расширению. Приток энергии в систему, рост температуры и стрессовое давление могут вызвать протекание реакций дегидратации, ведущих к увеличению плотности пород и росту флюидного давления [Демина, Короновский, 1999]. Появляется дополнительный источник давления, ведущий к дальнейшему росту всестороннего давления. Кроме того, усиливается анизотропия среды по пластическим свойствам и плотности пород (потенциальная энергия). Рост всестороннего давления ведет, с одной стороны, к деформационному упрочению пород, с другой стороны, увеличивает их пластические свойства и предел текучести, делая деформации практически не ограниченными [Справочник..., 1978; Теркот, Шуберт, 1985; Структурная..., 1987, и др.]. Впрочем, последнее обстоятельство, вероятно, не имеет решающего значения, поскольку разрушение породы приведет в этих условиях к катаклазу, квазипластическим и катакlastическим течениям. Важная роль катакlastических потоков в подвижности пород фундамента платформ отражена в ряде публикаций М.Г. Леонова [Леонов, 1994; Леонов и др., 2000; Леонов М., Леонов Ю., 2002, и др.]. Направление течения пластических и квазипластических потоков направлено в сторону снижения давления, т.е. обычно вверх [Паталаха, 1971].

Хотя разогрев пород за счет механической энергии сжатия может быть значительным, но магматический расплав на данном этапе не возникает. Это объясняется наличием *прямого вертикального градиента горизонтальных напряжений, вызванных изгибом*, и относительной легкостью вертикального перемещения разогретого до пластичного состояния материала в более холодные породы кровли, т.е. высокая пластичность и движение материала при разогреве достигается раньше, чем достигаются условия его плавления. Новообразование минералов в зоне растяжения происходит преимущественно за счет экзотермических реакций.

Представляется, что от подошвы верхней коры до нейтральной поверхности перемеще-

ние разогретого высокопластичного материала вверх проходит относительно легко, что объясняется высоким градиентом стрессовых давлений, вызванных изгибом. Однако выше нейтральной поверхности ситуация кардинально меняется: градиент горизонтальных напряжений сжатия тектонического происхождения сменяется литостатическим давлением в условиях горизонтального растяжения разрастающегося грабена. Кроме того, резко падает и температура окружающей среды, поскольку деформации растяжения дезинтегрированных и хрупких пород проходят без выделения тепла. Следовательно, разогретый высокопластичный материал, выдавленный в основание грабена, становится здесь источником повышенных температур и давлений для метаморфизма вмещающих пород (рис. 5б). Первые порции разогретого материала, выжатого в основание грабена, теряют тепло и способность к пластическому течению. В результате происходит закупоривание каналов и накопления разогретого пластичного материала под образовавшейся пробкой. Дальнейший подъем разогретого пластичного материала выше нейтральной поверхности осуществляется принудительно, за счет внутреннего давления скопившейся разогретой массы, с формированием куполовидных структур. Непрерывный подток разогретого материала из нижерасположенной зоны сжатия ведет к накоплению здесь больших запасов тепловой энергии. Высокое давление под пробкой поддерживается через колонны высокопластичного материала, передающего давление с нижних горизонтов на верхние. Куполовидные структуры разрастаются не только вверх, но и вширь, приобретая грибовидную форму. Возникшая ситуация ведет к образованию в грабеновой структуре высокоградиентного зонального метаморфического комплекса. Латеральные градиенты давлений в таких комплексах могут превышать литостатические [Васильев и др., 1999], но обусловлены они стрессовым давлением, переданным из зоны сжатия положительного изгиба коры. Кроме того, вероятно, большую роль здесь играют метаморфические и метасоматические процессы, развитию которых весьма способствует наличие больших вертикальных и латеральных градиентов температур и давлений. Гранитизация и дебазификация, возможно, являются наиболее важными и самыми распространенными метасоматическими процессами данного этапа. Как уже отмечалось

выше, на раннем этапе положительного изгиба коры магматический расплав не возникает, поскольку разогретый материал выдавливается в основание грабена. Однако, благодаря тому, что арка при изгибе коры не образуется, то небольшая часть материала из подошвы деформируемого слоя отжимается в низ и оказывается «запертой» («наклеп», по М. Гзовскому, [1975]). При дальнейшем нагреве этого материала может возникнуть магматический расплав. При достижении расплавом критических значений происходит его прорыв в грабеновую структуру. Возможно, что именно с ними связаны трещинные интрузии плагиогранитов и гранодиоритов, которые, как правило, имеют место практически во всех зональных метаморфических комплексах. В последующем они могут подвергнуться динамотермальному метаморфизму и метасоматическим преобразованиям в составе зональных метаморфических комплексов.

Пластичная нижняя кора в блоке положительного изгиба также испытывает горизонтальное сжатие обусловленное, прежде всего сокращением подошвы верхней коры. Напряжения сжатия в нижней коре мало зависят от расстояния до нейтральной поверхности, т.е. градиент давлений проявлен слабо. Следовательно, тектонические потоки не возникают. Но растет всестороннее давление и температура, что может быть причиной высокобарического метаморфизма этого блока нижней коры, сопровождаемого реакциями дегидратации и образованием восстановленных флюидов. Граница Мохо несколько прогибается вниз, а толщина пластичной коры возрастает. Возрастает толщина и верхней коры, хотя нижняя граница ее своего положения почти не меняет. На дневной поверхности положительная структура характеризуется платообразным поднятием.

Таким образом, главное достоинство положительного продольного изгиба коры – это фокусировка энергии на ее нижнюю часть, уже имеющую повышенное литостатическое давление и температуры. Прямой градиент стрессовых давлений обеспечивает пластические и квазипластические потоки вещества в зону растяжения. Вместе с веществом сюда привносятся и энергия. Структурно-вещественные преобразования в блоке положительного изгиба охватывают кору от кровли до подошвы, а, возможно, задевают и породы верхней мантии. Как видно из описания, эта модель принципиально отличается от моделей диапироидного

всплывания легких расплавленных масс, подтока тепловой энергии с мантийных глубин, внедрения батолитов и т.п.

Отрицательный изгиб

В случае отрицательного продольного изгиба земной коры (рис. 5а, левая часть), условия сжатия реализуются выше нейтральной поверхности. Самая верхняя часть коры характеризуется низкой литостатической нагрузкой, низкими температурами, повышенной трещиноватостью пород и их пониженной плотностью. При отрицательном изгибе коры напряжения горизонтального сжатия нарастают от 0 на нейтральной поверхности до максимальных у дневной поверхности, т.е. максимальное стрессовое давление приходится на область с минимальным литостатическим давлением. Естественно ожидать, что в данных условиях будут резко преобладать хрупкие деформации горных пород. В этой зоне напряжение сжатия снимается путем образования зон брекчий, мегабрекчий и пологих надвигов (покровов, шарьяжей). Этому весьма способствует и естественная трещиноватость верхних горизонтов коры. Только наиболее пластичные в данных условиях породы (глинистые сланцы, мергели и частично некоторые известняки) могут сминаться в мелкие складки.

Но брекчирование пород способно снять напряжения горизонтального сжатия только на самых верхних горизонтах коры. С глубиной, с ростом литостатического напряжения, такая возможность быстро теряется (даже с учетом высокой трещиноватости верхней части коры). Немалую роль при этом играет обратный (запирающий) вертикальный градиент горизонтального стресса. Поясним это. Брекирование пород может проходить только с увеличением объема и только за счет вышележащих толщ. Беспрепятственное увеличение объема возможно лишь за счет атмосферы-гидросферы, что может снять напряжения сжатия только с самых верхних горизонтов (зона брекчирования). Пликативные деформации способны снять напряжения горизонтального стресса также только за счет объема вышележащих толщ (сокращение горизонтальных размеров за счет роста вертикальных). Следовательно, обратный вертикальный градиент стрессового давления при отрицательном изгибе всегда будет носить «запирающий» характер. Собственно говоря, здесь

мы видим действие «вязкостной инверсии» [Паталаха, 1971]. Но выход из этой ситуации есть: для развития изгиба (снятия стрессовых напряжений) достаточно возникновения в осевой части структуры *тектонического клина (клиньев)* с острием вблизи нейтральной поверхности, который в процессе изгибания плиты выжимается вверх, образуя *горст*. Выжимание клина вверх в значительной степени снимает напряжения сжатия изгиба в области от нейтральной поверхности до кровли коры. При образовании тектонического клина активизируются преимущественно уже имеющиеся трещины. Угол основания клина в процессе развития изгиба непрерывно уменьшается, а сам клин выжимается вверх. Поскольку верхняя часть клина приподнята, выведена из зоны стресса, то клин постепенно приобретает грибообразную форму: разломы, ограничивающие тектонический клин, к дневной поверхности несколько выполаживаются.

С глубиной, с ростом всестороннего давления и температуры, способность пород к хрупко-пластическим и пластическим деформациям возрастает. Особенно сильно это проявлено в окружении острия тектонического клина. Часть механической энергии сжатия здесь трансформируется в тепловую, вызывая некоторый разогрев пород. Представляется, что это тепло совместно со стрессовым давлением может быть причиной *зеленосланцевого метаморфизма* пород (рис. 5б, левая часть). Локальный подъем температуры за счет энергии сжатия повышает здесь и пластичность пород. В отличие от пластических течений в ядре положительного изгиба, обеспечиваемых вертикальным градиентом стрессового давления, в отрицательном изгибе его действие имеет обратную направленность. В итоге материал находится в условиях тектонического сжатия, имеет способность к пластическому течению, но не имеет возможности уйти из этой области. Иначе говоря, обратный вертикальный градиент стрессового давления препятствует отжиманию пластичного материала на верхние горизонты. Отжиманию его вниз препятствует рост литостатического давления и проблема пространства. Возникшая в результате этого пликвативная складчатость зеленых сланцев может быть крайне сложной.

Ниже нейтральной поверхности при отрицательном изгибе реализуются условия растяжения. Деформации протекают в условиях

повышенных температур среды (за счет температурного градиента) и относительно высокой литостатической нагрузки, непрерывно возрастающей за счет сжатия на верхних горизонтах коры. Главное сжимающее напряжение ориентировано вертикально и обусловлено литостатическим давлением, максимальное значение которого будет достигаться в подошве слоя. Напряжения растяжения, вызванные изгибом, нарастают от нуля на нейтральной поверхности до максимального в подошве слоя. Ранее [Коротеев и др., 1998] мы предполагали, что здесь растяжение упругой коры приведет к разуплотнению пород, падению общего давления, уменьшению толщины слоя, подъему ее нижней границы, повышению проницаемости слоя флюидами и к дегазации нижней коры. Но, разогрев породы при этом не предполагался. Однако деформации растяжения здесь носят *хрупко-пластический* (а для некоторых пород и *пластический*) характер и, соответственно, *сопровождаются повышенным выделением тепловой энергии*, что вызывает разогрев пород. Предполагается, что снижение всестороннего давления и повышение температуры может привести здесь к *зеленокаменному метаморфизму* пород.

Нижняя кора также испытывает горизонтальное растяжение, пластически деформируется и разогревается. Толщина ее уменьшается, а граница Мохо смещается вверх. Породы нижней коры испытывают метаморфические преобразования в условиях роста температуры и снижения всестороннего давления, т.е. плотность их должна понизиться. Весьма вероятны реакции гидратации. Снижение всестороннего давления и рост температуры сопровождаются ростом флюидного давления. Перемещению флюидов вверх препятствует обратный (запирающий) градиент горизонтального давления, проявляющийся при отрицательном изгибе даже в условиях горизонтального растяжения. В результате этого, флюиды накапливаются в нижней части коры, но их давления недостаточно для прорыва на верхние горизонты. Хотя разогрев пород при отрицательном изгибе менее значительный, чем при положительном изгибе, тем не менее, здесь высока вероятность возникновения магматического очага. Объясняется это опять же существованием обратного (запирающего) градиента стрессового давления, создаваемого изгибом: разогретая до пластического состояния порода не может выжиматься вверх, поскольку сверху стрессовое дав-

ление всегда выше. И только лишь при сильном перегреве магмы или временном ослаблении стрессового давления происходит прорыв ее в горстовую структуру. Процесс этот может повториться несколько раз, в результате чего формируются многофазные бескорневые малые интрузии и кольцевые дайки (рис. 5б, левая часть). Плавлению подвергаются породы различного состава, оказавшиеся в области наиболее сильного разогрева, с образованием различных гибридных расплавов, за счет ассимиляции вмещающих пород. Ограниченные по массе и запасам тепла, находящиеся в относительном равновесии по давлению с окружающими породами, эти интрузии не вызывают какого-либо значительного метаморфизма вмещающих пород, за исключением контактового (контактовых роговиков и скарнов, в т.ч. рудоносных).

Надвиги, разделяющие положительные и отрицательные изгибы коры, в процессе деформации испытывают вращение, стремясь к вертикальному положению. Это объясняется вышеописанным «эффектом присоски» и снятием тектонических напряжений посредством продольного изгиба. По этой причине амплитуда вертикальных перемещений по ним крайне незначительная: смещения реализуются в минимальном масштабе, обеспечивающем изгибание коры. Надвиг, как простой сдвиг (физический), может быть локализован, представленный зоной тектонических нарушений, но может быть и не локализован. В этом случае он мало чем отличается от флексуобразного изгиба. Сдвиговые деформации в зоне надвига сопровождаются фрикционным нагревом пород, с формированием милонитов и бластомилонитов. Представляется, что в зоне надвига существует *прямой* градиент стрессовых давлений (грабеновая структура в лежащем боку в верхней части, передача горизонтальных напряжений в средней и нижней части упругой коры) и, следовательно, возможно образование пластических и квазипластических потоков. Висячем боку надвигов формируются клиноформы: трещины скалывания, развивающиеся как небольшие малоамплитудные пологие надвиги (рис. 5а) и/или околнадвиговые антиклинальные вздутия, в зависимости от компетенции пород. Образование их связано с сокращением линейных размеров поверхности коры при отрицательном изгибе, и в этом плане они имеют некоторое сходство с осевым горстом, но расположены в области смены знаков напряжения, т.е. надвига.

Общее сокращение горизонтальных размеров коры при продольном изгибе вызывает утолщение как верхней, так и нижней коры. В итоге, в нижней коре возникает избыточное давление, направленное на подъем верхней коры. Максимальное увеличение толщины нижней коры происходит в блоке положительного изгиба (горизонтальное сокращение + сжатие, вызванное изгибом). Блок верхней коры на участке положительного изгиба находится в зацеплении со смежными блоками отрицательных изгибов и не может быть приподнят отдельно. Утолщение нижней коры здесь вызывает лишь поперечный изгиб верхней коры и прогибание границы Мохо. В блоках отрицательных изгибов нижняя кора испытывает утолщение за счет сокращения горизонтальных размеров и утонение, вследствие растяжения за счет изгиба. Суммарный результат здесь возможен такой: либо нижняя кора несколько увеличивается по толщине, либо несколько утоняется. В случае утолщения нижней коры, ничто не мешает ей приподнимать блок отрицательного изгиба (встречное падение пограничных надвигов) и сбрасывать часть вещества в щели, образовавшиеся в зонах надвигов. Прямой градиент стрессовых давлений в зоне надвига обеспечивает продвижение этого вещества к дневной поверхности. С этим механизмом, вероятно, связано образование серпентинитового меланжа в некоторых глубоких надвигах.

Завершение общекоровой складчатости

Итак, выше было показано, что в процессе продольного изгиба коры горизонтальные ее размеры уменьшаются, а толщина увеличивается. Причем максимальное увеличение приходится на блоки положительных изгибов, в результате чего граница Мохо прогибается вниз. Одновременно породы нижней коры подвергаются метаморфизму: высокобарическому в положительных блоках и низкобарическому – в отрицательных (рис. 5б). В модели предполагается, что тектонические напряжения, приводящие к деформации и структурно-вещественному преобразованию земной коры, вызваны горизонтальными движениями (причины этих движений здесь не рассматриваются). Поскольку верхняя кора упругая, то в процессе развития общекоровой складчатости она проскальзывает по кровле нижней коры. Нижняя кора пластичная и смещаться подобным образом не

может. Но благодаря трению на границе с движущейся верхней корой в ней возникают деформации простого сдвига, достигающие поверхности верхней мантии (рис. 5в), которые нивелируют границы нижней коры: неровности поверхности Мохо становятся мало заметными. В кровле и подошве нижней коры формируются зоны тектонических срывов. С этого момента, вероятно, можно говорить о «тектонически расслоенной» коре. Горизонтальные срывы возможны и в самой нижней коре, но более обоснованы здесь пластические сдвиги, падающие по направлению движения плиты и разделяющие ее на отдельные сегменты, испытывающие вращение против часовой стрелки.

Верхняя кора в процессе движения по нижней коре также испытывает деформации простого сдвига, обусловленные трением на ее подошве. Однако модуль сдвига для пород верхней коры зависит от многих факторов и сильно меняется по вертикали: деформации простого сдвига будут максимальными около ее подошвы и минимальными в верхней части разреза. Это приводит к дополнительному вращению и искривлению плоскостей надвигов: на вращение обусловленное продольным изгибом накладывается вращение обусловленное простым сдвигом. Это объясняется тем, что вращение, обусловленное изгибом, стремится привести плоскости надвигов встречного падения в единое вертикальное положение, т.е. одни надвиги испытывают вращение по часовой стрелке, другие, напротив, против часовой стрелки. Простой сдвиг обеспечивает вращение только в одном направлении, в нашем случае против часовой стрелки. В конечном итоге, в результате сложения этих движений *плоскости всех надвигов приобретают падение в сторону активной плиты*. Усиление деформаций простого сдвига к подошве верхней коры приводит также к выполаживанию плоскостей надвигов с глубиной.

В процессе деформации реологические свойства пород непрерывно меняются, что немедленно отражается и на характере самих деформаций [Гончаров и др., 2005]. Так например, разогрев верхней коры ведет к повышению ее пластических свойств и расплющиванию при горизонтальном сжатии. Максимальный разогрев коры в результате изгиба достигается в положительных структурах. Следовательно, здесь будет иметь место и наибольшее ее расплющивание. Упругая (холодная) часть

коры сильно уменьшается по толщине и теряет способность передачи напряжений на расстояния. Плоскости надвигов в результате вращения становятся субпараллельными, и изгибающие моменты исчезают, полностью исчерпав свой ресурс. В результате этого стрессовое давление в положительных и отрицательных структурах выравнивается, а сами они приобретают еще большее сходство с тектоническими блоками, метаморфизованными в различных условиях. При этом блоки бывших отрицательных структур менее разогреты, по сравнению с соседними блоками положительных структур. Режим растяжения в нижней части первых, сменяется умеренным горизонтальным сжатием, с соответствующими метаморфическими преобразованиями пород. Обратный градиент горизонтальных напряжений сменяется прямым градиентом, но менее контрастным. Движению ранее запертых флюидов и магматических расплавов вверх больше ничто не препятствует. Это способствует формированию дайкового комплекса и функционированию гидротермальных систем. Зеленосланцевый комплекс, сформировавшийся ранее над нейтральной поверхностью в условиях стресса, испытывает зеленокаменное перерождение. Зеленокаменные породы более глубоких горизонтов, напротив, испытывают метаморфизм в условиях стресса. В нижней половине положительных смежных блоков сжатие изгиба сменяется умеренным стрессовым давлением и некоторым падением общего давления, понижением контрастности градиента горизонтального сжатия. Изменение условий деформирования также сопровождается метаморфическими преобразованиями пород.

В конечном итоге, *общекоровая складчатость эволюционирует в чешуйчато-надвиговую систему*. Сходство с волнообразным продольным изгибом коры сохраняется лишь в периодическом чередовании различного уровня метаморфизма и петрографического состава. Термин «чешуйчато-надвиговая» здесь не совсем корректен, поскольку это блоки испытывающие поступательное движение, сдвиговые деформации и вращение (в нашем случае против часовой стрелки), горизонтальное сжатие и вертикальное удлинение (расплющивание). Все это вызывает очень сложные пластичные и квазипластические деформации, мигматизацию, образование лежачих складок, куполов, метаморфические преобразования пород, чему весь-

ма способствует разогрев коры на предыдущей стадии. Упругие свойства верхней корой в значительной степени утрачены. Границы между этими блоками уже не отвечают понятию «надвиг», поскольку движения по ним имеют другой знак. Но их нельзя назвать и сбросом, поскольку висячий блок не опускается. Есть только сдвиговые деформации (в физическом смысле слова), но этот термин в геологии закрепился за горизонтальными движениями. Некоторые изменения в данную картину могут привнести геологическая предыстория отдельных участков коры и вариации петрографического состава субстрата.

Особенности общекоровой складчатости

Как было показано выше, общекоровая складчатость кардинально отличается от складчатости осадочного чехла. Суммируем эти отличия.

Упругая верхняя кора передает напряжения на значительные расстояния, а изгиб фокусирует энергию сжатия на относительно небольшие объемы. Способность изгибаемой коры передавать тектонические напряжения на расстояния обеспечиваются тектонопарой «надвиг-продольный изгиб». При изгибе арка не образуется или проявлена слабо. Кора утолщается пропорционально сокращению ее горизонтальных размеров. Но это не расплющивание, не простое утолщение коры. Здесь присутствуют все обязательные атрибуты продольного изгиба: изгибающие моменты, нейтральная поверхность, отрицательные и положительные изгибы коры. Образование арки любого знака заменяется перемещением вещества внутри деформируемой коры, контролируемом изгибающими моментами. В.В. Эз [1978], на основании изучения структур метаморфических комплексов, предложил для объяснения их образования «внутрикоровую конвекцию». В его представлении, под метаморфическим комплексом, в подошве коры реализуются условия сжатия, а в кровле – условия горизонтального растяжения. Это вызывает перемещение вещества вверх. Одновременно, на смежных участках коры ситуация совершенно противоположная: вверху горизонтальное сжатие, а внизу растяжение. Вещество коры опускается вниз. Эти же самые условия наблюдаются и в нашей модели общекоровой складчатости, только нет погружения вещества в блоке отрицательного изгиба. Положительные и отрицательные струк-

туры имеют вид крупных тектонических блоков (син- и антиформы), разделенных надвигами противоположного падения. Картируемые иногда на природных объектах надвиги, падающие под гранито-гнейсовые и мигматитовые массивы, являются вторичными, малоглубинными, связанными с формированием куполовидных структур.

При снятии тектонических напряжений процесс деформации коры может прекратиться на любом этапе, и возобновиться при их появлении, поскольку изгибная неустойчивость коры сохраняется. Следовательно, можно выделить *завершенную* складчатость и *незавершенную*. Признаками *незавершенной* складчатости являются надвиги глубокого заложения и противоположного падения, чередование участков утолщенной и утоненной коры, зеленосланцевого и высокоградиентного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и др. (рис. 5б). Признаками *завершенной* складчатости являются чешуйчато-надвиговое строение коры, чередование участков зеленосланцевого (зеленокаменного) и высокоградиентного метаморфизма (вплоть до гранулитовой фации), высокая степень деформации пород и резко выраженная в плане линейность (рис. 5в). Примером *незавершенной* общекоровой складчатости можно назвать Урал, а *завершенной* складчатости – Беломорский пояс. Складчатость начинается со стороны индентора и перед фронтом *завершенной* складчатости всегда будет располагаться область *незавершенной* складчатости, в том числе и на коре платформенного типа, что можно трактовать как *структурный парагенез регионального ранга*. Гипотетически изотропная по латерали кора в результате такой складчатости становится анизотропной. Геологическая предыстория площади может сильно усложнить развивающуюся на ней общекоровую складчатость, как это следует из рис. 3.

Трехмерная (объемная) модель общекоровой складчатости

Выше, для большей наглядности была рассмотрена двумерная модель формирования общекоровой складчатости, в которой второе главное напряжение было условно приравнено к нулю. В реальной трехмерной модели $\sigma_2 \neq 0$ и может быть как со знаком «+», так и со знаком «-». Если в горизонтальной плоскости вдоль оси x действует активная сжимающая

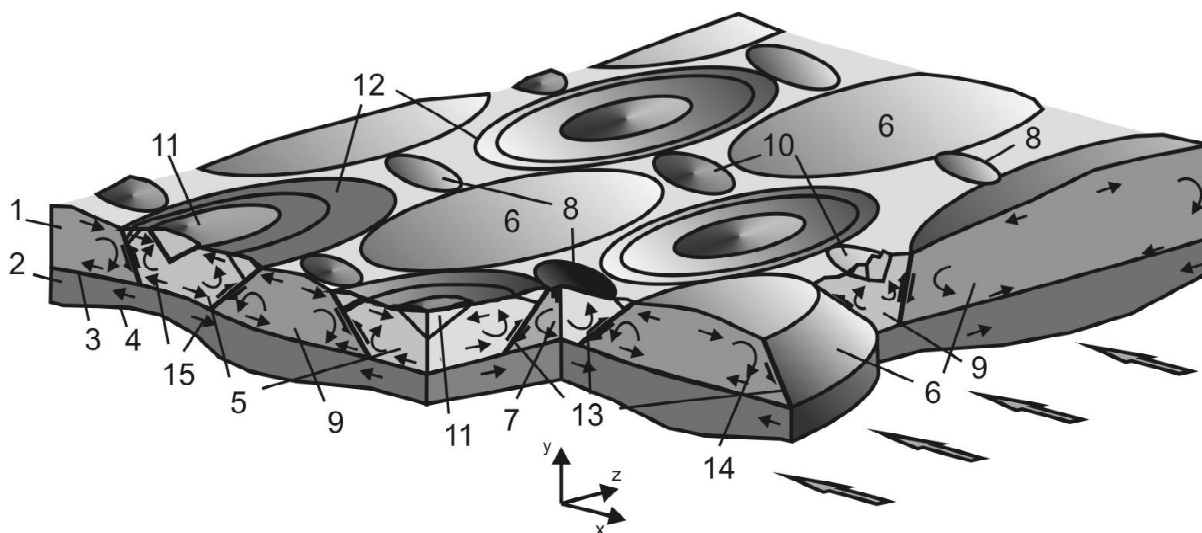


Рис. 6. Блок-диаграмма общекоровой складчатости.

1 – упругая верхняя кора; 2 – пластичная нижняя кора; 3 – граница Конрада; 4 – граница Мохо; 5 – синклиний (синформа, прогиб, впадина); 6 – антиклинорий (антиформа, свод); 7 – седловидное поднятие; 8 – поперечная зона растяжения (поперечные грабены); 9 – седловидный прогиб; 10 – поперечный горст и/или складчатость; 11 – осевой горст (тектонический клин); 12 – краевые клинодислокации и/или антиклинальное вздутие (вал); 13 – зоны надвигов или крупномасштабные флексуры; 14 – направление изгибающих моментов; 15 – векторы главных напряжений. Пояснения в тексте.

сила, то в этой же плоскости вдоль оси z одновременно действует реактивная сила, и возникают напряжения, которые могут вызвать деформации пород. Рассмотрим, как σ_2 распределяется в случае положительного изгиба коры в плоскости xu . Ниже нейтральной поверхности в этой плоскости происходят деформации сжатия, и материал выжимается в направлении максимального падения давления, т.е. обычно вверх. Одновременно в зоне сжатия растет всестороннее давление и стрессовое давление по оси z . Выше нейтральной поверхности по оси x реализуются напряжения растяжения, что вызывает падение всестороннего давления и возникновение растягивающих усилий в направлении оси z . В итоге, в направлении оси z на поверхности упругого слоя коры возникают условия горизонтального растяжения, а в его подошве – условия горизонтального сжатия, что отвечает условиям продольного изгиба. В силу того, что при изгибе коры арка не образуется (см. выше), кора в плоскости uz деформируется почти аналогично деформациям в плоскости xu . Определяющей силой при этом является сила горизонтального сжатия. Она определяет длину волны в плоскости uz . Объясняется это отсутствием поступательного движения: горизонтальные размеры коры по оси z не

изменяются. Аналогичным образом деформируется кора и отрицательных изгибов.

Таким образом, в плоскости uz , перпендикулярной плоскости xu , также возникает волнообразное изгибание упругой коры, но с другой длиной волны. При наложении одного положительного изгиба на другой возникает овальная *сводовая структура*, вытянутая в направлении оси z . При наложении отрицательной структуры на положительную структуру формируется *седловидный прогиб, осложненный поперечным горстом и/или поперечной складчатостью*. Аналогично этому, при наложении двух пересекающихся отрицательных изгибов – образуется овальная *впадина*, а при наложении положительного изгиба на отрицательный изгиб – возникает *седловидное поднятие, осложненное поперечным грабеном* (рис. 6). Важно отметить, что складчатость в плоскости uz также фокусирует энергию.

В процессе развития общекоровой складчатости линейные размеры складок в плоскости x сокращаются, а земная кора пропорционально увеличивает свою толщину. В плоскости z линейные размеры складок остаются постоянными (при отсутствии другой тектонической силы). В результате этого линейность структур только усиливается. Например, Кочкарс-

кая антиформа (восточный склон Ю. Урала) имеет размеры около 120×28 км, т.е. удлинение более 4. Кунгурско-Красноуфимский свод (восточный край Русской платформы) имеет размеры 200×70 км, т.е. удлинение менее 3. Следовательно, можно предполагать, что первый из них по оси x сильнее сжат (разность в линейных размерах структур объясняется разностью исходной толщины коры).

Выводы

1. При ориентированном горизонтальном сжатии реологически и тектонически расслоенная кора, независимо от ее толщины, состава и геологической предыстории теряет изгибную устойчивость и подвергается сложным неравномерным деформациям. Причиной потери изгибной устойчивости могут стать любые достаточно крупные неоднородности в верхней коре.

2. Надвиг и продольный изгиб являются тектонопарой. Упругая верхняя кора передает тектонические напряжения на значительные расстояния, а продольный изгиб коры фокусирует энергию сжатия на относительно небольшие объемы, что ведет к радикальным вещественно-структурным преобразованиям. Арка при изгибе коры проявлена слабо. Данные коровые структуры вполне подходят под определения «син- и антиформы», но по происхождению отвечают понятиям «антиклинорий» и «синклинорий».

3. Снятие горизонтальных тектонических напряжений может остановить складкообразование на любом этапе его развития, при сохранении изгибной неустойчивости коры (незавершенная складчатость). Возобновление тектонических напряжений активизирует изгибы коры. Этим обеспечивается общеизвестный «принцип унаследованности».

4. В процессе деформаций складчатость эволюционирует и трансформируется в чешуйчато-надвиговый пояс, с полной потерей изгибной неустойчивости коры (завершенная складчатость). Дальнейшие деформации больше отвечают понятию «транспрессионные зоны».

5. Перед фронтом завершенной складчатости всегда располагается область незавершенной складчатости, что можно считать структурным парагенезом регионального уровня.

6. Геологическая предыстория площади сильно усложняет общекоровую складчатость.

Автор понимает дискуссионность многих положений модели и необходимость подкрепления их фактическим материалом. К сожалению, объем статьи не позволяет привести здесь имеющийся фактический материал, хорошо или непротиворечиво укладывающийся в модельные представления. Часть их опубликована ранее, а другие по возможности будут опубликованы позднее. Общекоровую складчатость невозможно воспроизвести экспериментально, даже на эквивалентных материалах, поскольку в ней идет передача на расстояние и фокусировка изгибами огромной энергии, способной радикально преобразовывать кору. Математические расчеты такой модели чрезвычайно сложны и, главное, непроверяемы. Любые математические модели общекоровой складчатости будут носить только «вероятностный» характер, что делает бессмысленным сам расчет этих моделей. Но если есть тектонические силы, способные смещать литосферные плиты или отдельные оболочки Земли, то их энергии больше чем достаточно для крупномасштабных деформаций и структурно-вещественных преобразований коры.

Список литературы

- Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах (под ред. М.П. Воларовича). М.: Недра, 1978. 238 с.
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1956. 493 с.
- Арган Э. Тектоника Азии. М., Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г. Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат-лы XXXII Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 114-117.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие. М.: КДУ, 2005. 496 с.
- Демина Л.И., Короновский Н.В. Геодинамические следствия процессов гидратации-дегидратации

ции в земной коре // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат-лы XXXII Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 235-238.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И. и др. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16-29.

Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. 152 с.

Камалетдинов М.А. Современная теория шарьяжей // Геологический сборник № 2. Информ. мат-лы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2001. С. 29-37.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 136 с.

Камалетдинов М.А., Степанов В.П., Жуков И.М. и др. Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. М.: Наука, 1990. 149 с.

Кисин А.Ю. Общекоровая складчатость в коллизионных поясах // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы науч. конф. (IX Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 22-24.

Кисин А.Ю. К проблеме надвигов в земной коре // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVIII Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 285-288.

Кисин А.Ю. Потеря изгибной устойчивости земной коры // Метаморфизм и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. (II Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 35-38.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Роль скорости деформации в модели одноосного горизонтального сжатия с изгибом блока верхней коры // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 223-225.

Кисин А.Ю., Червяковский С.Г., Мурзин В.В. Схема развития геологических процессов в смежных синклинорно-антиклинорных зонах // Геодинамика и металлогения Урала. М-лы ко 2ому Уральскому металлогеническому совещ. Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, ПО «Уралгеология», 1991. С. 106-107.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с.

Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизионном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 508-510.

Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 3-18.

Леонов М.Г. Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдукция // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 97-100.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.

Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. О понятии «консолидированная кора» и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3-21.

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3-20.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3-23.

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

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.

Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.

Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15-25.

Пейве А.В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности // Геотектоника. 1965. № 1. С. 30-37.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.

Структурная геология и тектоника плит. В 3х томах. М.: Мир, 1991. 1041 с.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 374 с.; Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.

Фундаментальные проблемы геотектоники. Мат-лы XL Тектонического совещ. В 2-х томах. М.: ГЕОС, 2007. 424 с.; 408 с.

Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 520 с.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3-15.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение верхнекоровых упруго-пластических деформаций // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 5. С. 655-658.

Чиков Б.М. Физико-химические и механохи-

мические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеamentных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5-21.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ, Географгиз, 1948. 222 с.

Шульц С.С. Тектоника земной коры (на осно-

ве анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.

Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.И. Макаров