

ВОЗМОЖНОСТЬ ОСУЩЕСТВЛЕНИЯ КРУПНЫХ НАДВИГОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ ПРИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ НАДВИГЕ

Парфенюк О.И.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, 123242, Москва, Россия
e-mail: oparfenuk@mail.ru

Общие черты коллизионных надвиговых структур отражают эффект основного тектонического события – горизонтального сокращения в обстановке сжатия и надвигания блоков континентальной коры, сопровождаемого утолщением жесткой верхней коры, формированием поднятий и их компенсации вязкими течениями в нижней коре и литосферной верхней мантии. Рассмотрен процесс образования внутриконтинентальных орогенов и показано, при каких условиях и напряжениях возможно осуществление крупных надвигов. «Корни» коры могут либо постепенно размываться в результате эрозии верхней коры и вязких течений, либо сохраняться в ходе последующей эволюции.

На основе разработанной модели внутрикратонного надвига в условиях реологически расслоенной литосферы (нижняя кора – слабый слой) получены картины эволюции напряжений в вязких слоях нижней коры и литосферной верхней мантии. Показано, что давление и сдвиговые напряжения значительно возрастают в результате процессов горизонтального сокращения коры и действия нагрузки над зоной надвига.

Ключевые слова: коллизия, надвиг, реология, вязкая релаксация, давление, напряжения, численное моделирование.

POSSIBILITY OF LARGE THRUSTS ORIGIN AND TECTONIC STRESSES OF INTRACONTINENTAL C COLLISIONAL OROGENS

Parphenuk O.I.

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 123242, Moscow, Russia

Fundamental common features of collision zones reflect the effect of the main tectonic event – horizontal shortening in compression setting and collision of continental plates by overthrusting, accompanied by the thickening of the rigid upper crust and viscous flow in the lower crust and the upper mantle. Possible mechanism of intracontinental collisional thrusts formation is presented and it was shown under which conditions and stresses the possibility exists for the large thrusts formation. Deep crustal roots can be attenuated or preserved in the process of the upper crust denudation and viscous flow adjustment.

Based on the model of intracratonic thrust for the rheologically layered lithosphere (the lower crust is the «weak» layer) evolution of stress field is calculated for the high viscous areas of the lower crust and lithospheric upper mantle. It was shown that the pressure and shear stresses significantly increase in the result of the processes of horizontal shortening of the upper crust and additional loading over the thrust zone.

Keywords: collision, overthrusting, rheology, viscous relaxation, pressure, stresses, numerical modelling.

Введение

Особенности геофизических полей и структуры литосферы в областях тектонотермальной переработки дают основание полагать, что процессы коллизии и горизонтального сокращения литосферы происходили во многих областях земной коры по однотипному механизму в обстановке тангенциального сжатия и привели в ходе последующей эрозии к обнажению на поверхности пород вплоть до средней и нижней коры. Таким образом, глубоко эродированные области древних щитов позволяют изучать породы, сформировавшиеся на глубинах 20-40 км. Фундаментальные общие черты коллизионных надвиговых структур отражают эффект основного тектонического события – горизонтального сокращения в обстановке сжатия и надвигания блоков континентальной коры, сопровождаемого утолщением жесткой верхней коры, и их компенсацией вязкими течениями на уровне нижней коры и литосферной верхней мантии. В многочисленных исследованиях раннепротерозойских областей колли-

зии убедительно показано, что типичной ситуацией для докембрия является образование коллизионных поясов в обстановке высоких температур и, следовательно, реологически слабой литосферы. Горизонтальное сокращение литосферы в этом случае ограничивается жесткой верхней корой, что находит подтверждение в полевых исследованиях и лабораторных экспериментах. Процесс сокращения коры сопровождается образованием поднятий с «корнями» коры, которые постепенно размывались в результате эрозии поверхности и вязкой релаксации на уровне нижней коры. Детально происхождение различного типа внутриконтинентальных орогенов рассмотрено в [1,2].

Возможность осуществления крупных надвигов

Известно, что верхняя кора рассечена вертикальными и наклонными нарушениями, разделяющими ее на блоки [3]. В постановке задачи о реализации внутрикратонного надвига при горизонтальном сокращении коры на 50-100 км (например,

Лапландский гранулитовый пояс Балтийского щита, структурная зона Капускейсинг Канадского щита) принято разбиение верхней коры на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться без деформации в горизонтальном направлении вдоль основного разлома [4-6].

Исследование поведения разломов на основе сейсмотектонических данных и лабораторных экспериментов по изучению свойств геоматериалов при различных нагрузках позволило сделать ряд важных выводов о возможности осуществления движения (надвига) при относительно большой протяженности горизонтального смещения [5,7]. Вопрос о существовании таких движений известен как «парадокс больших сдвигов» [8-10]. Самые крупные амплитуды смещений (надвигов) составляют десятки километров. Минимальная величина касательного напряжения, необходимого для образования сдвига, определяется уравнением Кулона (1776 г.), которое с некоторыми уточнениями до настоящего времени является основой количественного анализа сдвиговых нарушений в механике горных пород:

$$\tau = c + \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi, \quad (1)$$

где c – сцепление, σ – нормальное напряжение, τ – касательное напряжение, φ – угол внутреннего трения. В правую часть соотношения (1) входят величины, уменьшенные на величину влияния порового давления, следовательно, присутствие в породах воды под некоторым поровым давлением облегчает развитие сдвиговых деформаций [9]. В наиболее благоприятных условиях для скольжения (отсутствие сцепления и фронтального сопротивления) уравнение скольжения (1) принимает вид

$$\tau = \sigma \cdot \mu, \quad (2)$$

где μ – коэффициент внешнего трения скольжения. Принимая, что σ – литостатическое давление и приравнявая движущую тектоническую силу силе сопротивления (трения), получим, что

$$\tau = \mu \rho g L. \quad (3)$$

Этим равенством определяется величина тектонического напряжения, необходимого для перемещения надвигового покрова длиной L [10]. Для типичных значений тектонических напряжений $\tau = 100$ МПа, длины покрова $L = 50$ км и $\rho = 2750$ кг/м³ получаем коэффициент трения $\mu = 0.072$. Т.е. существование надвиговых покровов оказывается возможным только при низких значениях коэффициента трения. Типичное значение коэффициента трения ограничено сверху величиной 0.6 и составляет в среднем примерно 0.3 [11,12]. Так называемый «парадокс

больших надвигов» состоит в том, что фактическое существование покровов не вызывает сомнений, но при этом сложно согласовать наблюдаемые высокие значения коэффициента трения с оценкой требуемых для осуществления надвига напряжений. В качестве причин, снижающих внутреннее и внешнее трение, были предложены следующие. Во-первых, это присутствие высокопластичных пород в качестве «смазки» вдоль поверхностей надвигов в виде либо особого типа пород, либо в обстановке частичного плавления при средне-коровых давлениях. Во-вторых, присутствие воды в сильно пористых породах [9], т.к. вода, будучи практически несжимаемой, принимает на себя всю нагрузку, что приводит к уменьшению величины эффективных напряжений. Теория М. Хубберта и У. Раби о первостепенном значении порового давления до сих пор учитывается практически во всех объяснениях образования крупных надвиговых покровов. Касательные напряжения в этих условиях не изменяются, а нормальные напряжения, повышающие сцепление и трение, уменьшаются. Происходит прерывистое движение – *stick-slip motion* – в условиях периодически накапливающихся напряжений. Тектонические процессы в присутствии воды не ограничиваются изменением нормальных напряжений, но приводят также к «смазыванию» поверхностей, способствующему перемещению блоков и развитию трещин [13]. В качестве возможного механизма понижения прочности предложен также эффект Ребиндера [14]: инфильтрация флюида из астеносферы в литосферу приводит к быстрому уплотнению пород основного состава и позволяет осуществиться сильному сжатию литосферы, т.е. формированию складчатых поясов на континентах.

Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала [4,5]. Эксперименты с моделями массивов, искусственно составленными из многоугольных блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что прямоугольные блоки приводят к несколько большей прочности на сдвиг, чем блоки гексагональной формы, но дают меньшее разрыхление, что уменьшает вероятность дилатансионного запирания при течении сжатого между бортами разлома раздробленного геоматериала. Поэтому энергетически более выгодной в рассматриваемых условиях является прямоугольная форма блоков дробления материала. Кроме того, было обнаружено, что в зоне локализации сдвиговой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального. В механике горных пород такой процесс называют квазипластическим, а в геологии – катакластическим [5].

Катакластическое течение фиксируется в выходах на дневную поверхность разломов некоторых древних щитов [15].

Существование слоя, который оказывает наименьшее сопротивление сдвигу, является принципиально важным для концепции тектонически расслоенной литосферы и для изучения явления прерывистого скольжения в условиях резкого возрастания и сброса напряжения. Важнейшее воздействие флюидной (жидкой) фазы на реологические свойства твердого тела состоит в увеличении его деформируемости, когда реология твердого тела сближается с реологией ньютоновской жидкости. При этом такая деформируемость реализуется посредством развития и функционирования глубинных сдвиговых зон [16,17]. Таким образом, распределение вертикальных и горизонтальных усилий в литосферных плитах оказывает влияние на строение, расположение и развитие разломов, а сама динамика литосферных плит реализуется прежде всего по системе разломов, поскольку материал в них оказывает наименьшее сопротивление сдвигу. Эти представления использованы при постановке и решении задачи об изучении движения по типу надвига вдоль разлома. Горизонтальное сокращение коры происходит со скоростями несколько сантиметров в год, что соответствует скоростям деформаций $10^{-14} - 10^{-15} \text{ см}^{-1}$, характерным для коллизионных процессов. Например, для современной зоны конвергенции Индия-Евразия оценки скорости деформаций приводят к величинам $1.1 \cdot 10^{-15} - 7.7 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-1}$ [18,19].

Модель внутриконтинентального надвига

Исследование коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для рео-

логически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору, нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости. Задача решается методом конечных элементов с использованием сетки, деформируемой во времени (метод Лагранжа). Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом вдоль разлома блоков верхней коры вдоль наклонной зоны нарушений, появлением дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Эти процессы компенсируются вязкими течениями на глубинах нижней коры и верхней мантии (рис. 1).

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов уравнения движения и неразрывности для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (4)$$

Здесь P – давление, $\mathbf{u}$ – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость, $\mathbf{g}$ – ускорение силы тяжести. Индексы $i=1,2$ соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии.

В данной модели деформации жесткой верхней коры рассматриваются лишь в общем виде: надвиг, дополнительная нагрузка и ее перераспределение (эрозия и осадконакопление) не включаются непосредственно в механические расчеты, а используются в качестве граничных условий для вязких течений [6]. Поэтому в данной постановке рассчитываются напряжения только в нижней коре и литосферной

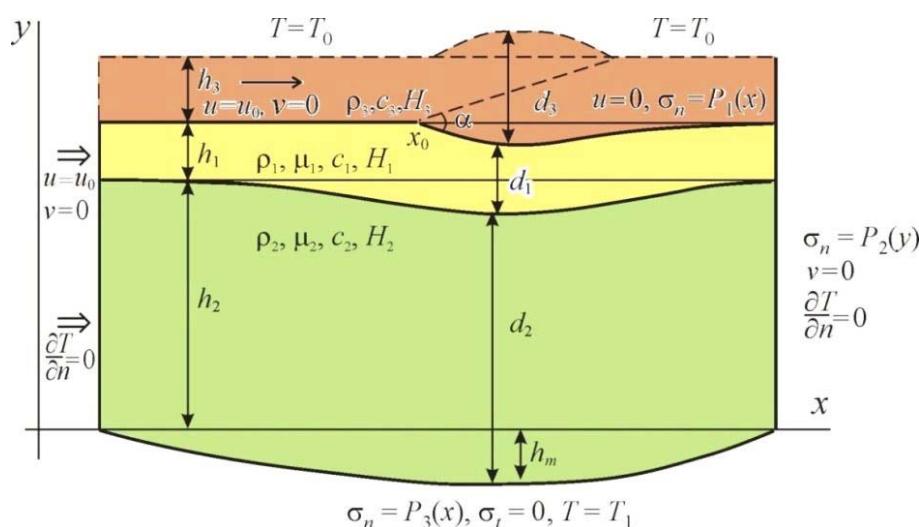


Рис. 1. Геометрия модели деформаций для механической и тепловой задач: верхняя кора ($i=3$) – коричневый, нижняя кора ($i=1$) – желтый, литосферная верхняя мантия ($i=2$) – зеленый. h_1, h_2, h_3 – исходные значения мощностей нижней коры, верхней мантии и верхней коры, h_m – величина отклонения нижней границы; d_1, d_2, d_3 – мощности нижней коры, литосферной мантии и верхней коры в процессе деформаций, u_0 – скорость горизонтального сокращения, α – угол падения разлома

верхней мантии, деформируемых в процессе изменения нагрузки в верхней коре. Горизонтальное сокращение моделируется движущейся левой вертикальной границей и условием прилипания слева от разлома, где верхняя и нижняя кора движутся с одинаковой скоростью (движение без проскальзывания) $u=(u_0,0)$. Таким образом, горизонтальная скорость движения верхней границы равна скорости движения верхней коры слева от разлома и равна нулю справа от разлома. Нормальная составляющая силы, действующей на верхнюю границу рассматриваемой области, имеет неравномерное распределение из-за латеральных вариаций в распределении массы материала верхней коры в результате надвига и эрозии. В правой части модели, включающей область надвига, эффект нагрузки учтен в граничном условии, когда нормальное напряжение равно литостатическому давлению, создаваемому весом вышележащих пород. Нижняя граница литосферы может отклоняться как из-за влияния горизонтального сокращения коры, так и в результате воздействия дополнительной нагрузки в предположении, что подстилающая астеносфера является существенно менее вязкой, чем литосфера. Поэтому на нижней границе литосферы предполагается выполненным условие литостатического равновесия (т.е. нормаль-

ное напряжение полагается равным литостатическому давлению на данной глубине в отсутствие дополнительной нагрузки). Тангенциальное напряжение равно нулю, т.е. выполнено условие горизонтального проскальзывания.

Результаты реологических исследований образцов нижней коры (один из них – из архейской области Пиквитоней провинции Сьюпериор, второй – непосредственно из зоны Капускейсинг) (рис. 2) подтверждают выводы о том, что граница Мохо является в определенном смысле и реологической границей и что нижняя кора является реологически более слабым слоем, чем литосферная мантия.

Максимальные условия метаморфизма для этих образцов (P - T – условия) оцениваются величинами 640 МПа, 630-750°C и 600-800 МПа, 800-1000°C соответственно [20]. Для гранулитов области Пиквитоней (провинция Сьюпериор) Вилкс и Картер [20] оценили значения физических параметров, определяющих ползучесть

$$\varepsilon = A \sigma^n \exp\{-H/RT\}, \quad (5)$$

следующими величинами: $n=4.2$, $A=1.4 \cdot 10^4$ МПа⁻ⁿс⁻¹, $H=445$ кДж·моль⁻¹. Аналогичные значения получены для образцов пород гранулитового состава из

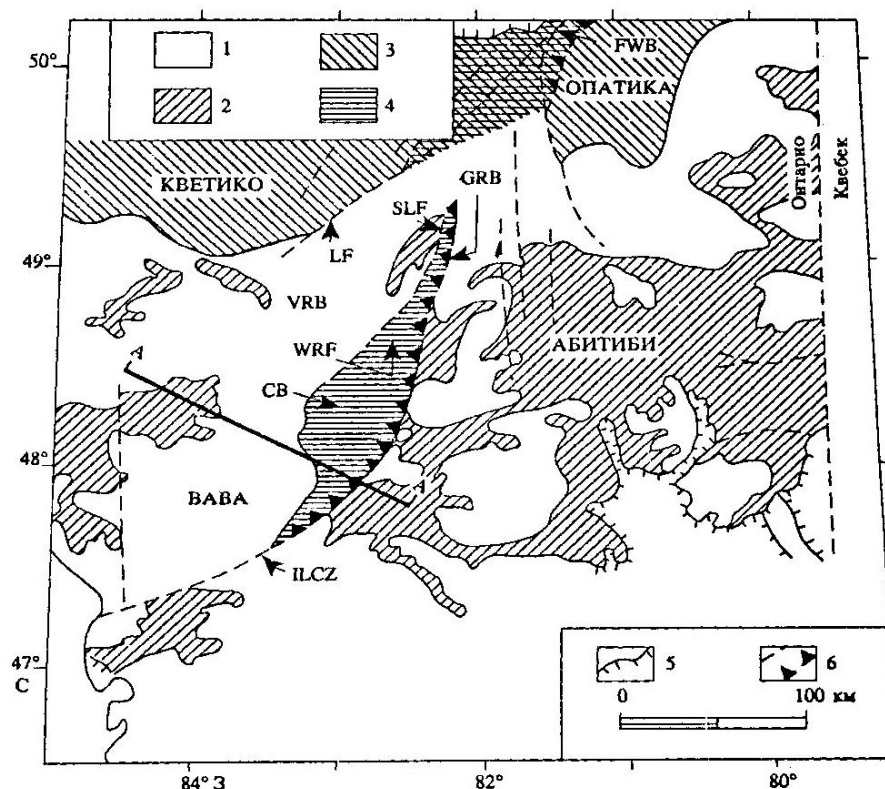


Рис. 2. Схема геологического строения области Капускейсинг в центре провинции Сьюпериор Канадского щита. Показаны структурная зона Капускейсинг (область с горизонтальной штриховкой) и 4 провинции – Вава, Абитиб, Кветико, Опатика. Отмечены некоторые важные структуры: катакластическая зона озера Иванхое (ILCZ), разлом Лепата (LF), разлом озера Саганаш (SLF), разлом реки Вакусими (WRF), блок Фрейсдала-Мозоне (FMB), блок Граундхог ривер (GRB), блок Чаплоа (CB) и блок Вал-Рита (VRB). Условные обозначения: 1 – плутоны, ортогнейсы; 2 – метавулканические породы; 3 – метасадочные магматиты; 4 – гранулитовая фация; 5 – граница протерозоя и фанерозоя; 6 – разломы: нормальный, надвиговый [12]

структурной зоны Капускейсинг. Изучение ползучести дунита, который может иметь реологию, аналогичную реологии литосферной мантии, позволило Посту [21] определить следующие значения параметров в соотношении (5): $n=3.0$, $A=4.3 \cdot 10^2 \text{ МПа}^{-n} \text{ с}^{-1}$, $H=527 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$.

Напряжения при надвиге в нижней коре и литосферной верхней мантии

Экспериментальные данные по ползучести оливина были опубликованы многими авторами. Оценки эффективной вязкости близки к оценкам для дунита в условиях мантии: $n=3.5$, $A=3.0 \cdot 10^4 \text{ МПа}^{-n} \text{ с}^{-1}$, $H=533 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$. Параметры дунита часто используются для оценок мантийной реологии, т.к. они приводят к значению эффективной вязкости порядка 10^{21} - $10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$ в основании литосферы, что согласуется с оценками вязкости, полученными по результатам исследования послеледникового поднятия [22]. Рис. 3 показывает изменение эффективной вязкости для гранулитов области Пиквитоней, сухого дунита и сухого оливина в диапазоне температур 500-1000°C при скорости деформаций 10^{-14} с^{-1} . Из приведенных расчетов следует, что эффективная вязкость пород нижней коры может иметь значения в диапазоне 10^{21} - $10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$, в то время как эффективная вязкость мантии ниже Мохо оказывается выше на 1-2 порядка.

Эти значения эффективной вязкости в предположении ньютоновской (линейной) реологии нижней коры и литосферной верхней мантии предполагались в проводимых нами расчетах для определения влияния основных параметров модели на величину напряжений. Скорость горизонтального сокращения (надвига) оказывает значительное влияние на значения напряжений, возникающих в обстановке сжатия. В иллюстрациях ниже масштабы в направлениях x и y (y положительно вверх и за ноль принято начальное положение нижней гра-

ницы области) показаны в безразмерных единицах. Начальный размер области 500 на 100 км. На рис. 4 приведены картины распределения полных напряжений, включая литостатическое давление и вязкие напряжения, в моменты времени, близкие к завершению надвига, для скоростей 0.5 см/год (рис. 4а) и 2 см/год (рис. 4б). Начальное состояние области под зоной надвига полагалось литостатическим. Давление и сдвиговые напряжения значительно возрастают в результате процессов горизонтального сокращения коры и действия нагрузки над зоной надвига. Естественно, что увеличение скорости коллизии приводит к возрастанию напряжений при том же значении величины горизонтального сокращения. Максимальные значения сдвиговых напряжений достигаются непосредственно под и поблизости от начальной области действия нагрузки и изменяются от 150 МПа для скорости сокращения 0.5 см/год до почти 200 МПа при скорости надвига $u=2 \text{ см/год}$ при возрастании полных напряжений от 1 ГПа до 1.14 ГПа. Максимальные горизонтальные вязкие напряжения концентрируются в области основного сокращения и составляют 1.2-5% от величины полного напряжения на данной глубине.

Следует отметить, что в приближении линейной реологии при постоянной скорости сокращения изменение эффективной вязкости приводит к пропорциональному изменению напряжений, т.е. влияние этого параметра аналогично влиянию скорости надвига: чем выше вязкость, тем больше значения напряжений. На рис. 5а,б показаны изолинии полных напряжений на момент завершения надвига при сокращении коры на 64 км ($t = 6.4 \text{ млн лет}$) при скорости надвига 1 см/год. Значения вязкости отличаются на порядок (вязкость нижней коры $5 \cdot 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$ для изобар на рис. 5а и $5 \cdot 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$ для изолиний на рис. 5б). Контраст вязкости нижней коры и верхней мантии составляет также один порядок величины.



Рис. 3. Эффективная вязкость дунита, сухого оливина и гранулитов области Пиквитоней в диапазоне температур 500-1000°C, рассчитанная для скорости деформации 10^{-14} с^{-1}

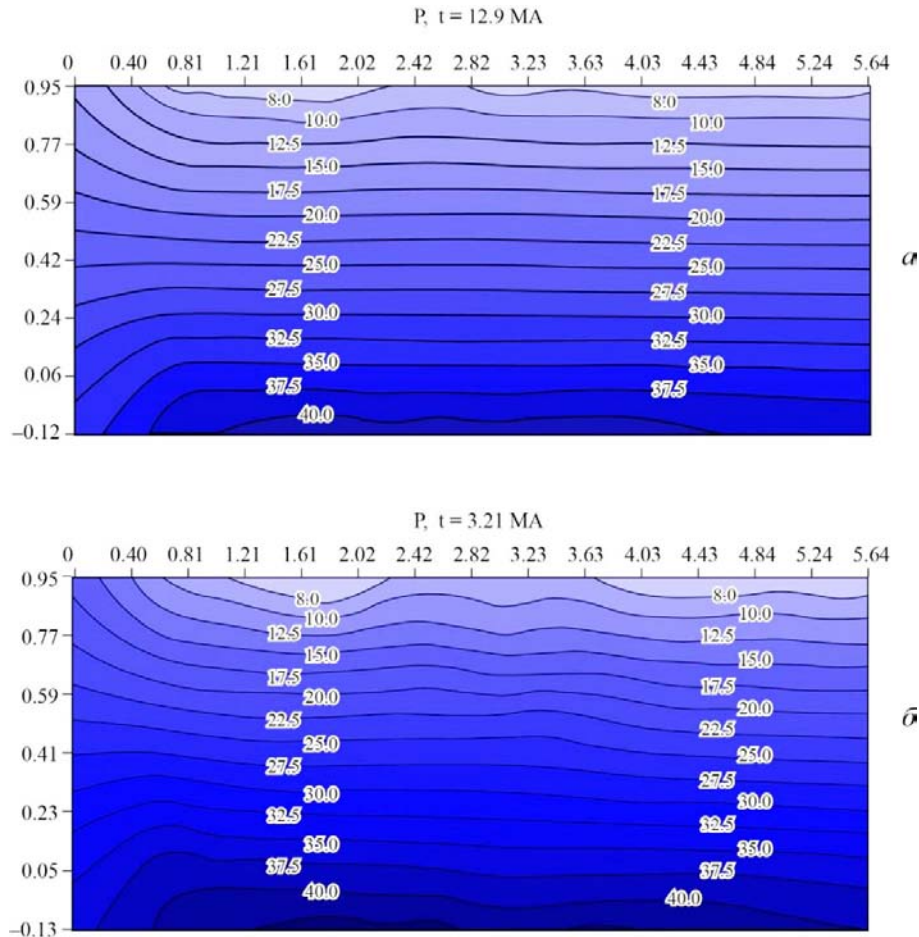


Рис. 4. Изолинии полных напряжений (в кбар, или 10^{-2} МПа). а) $u=0.5$ см/год; б) $u=2$ см/год. Вязкость нижней коры $5 \cdot 10^{21}$ Па·с

Сдвиговые напряжения возрастают от 140 до 250 МПа. Рис. 5в показывает изолинии полных напряжений спустя примерно 4.6 млн лет после завершения надвига. Следует отметить, что посторогенная релаксация напряжений происходит со скоростью, примерно в 7 раз меньшей в случае более высокой вязкости. На деформацию границ значения вязкости оказывают довольно слабое влияние: менее ярко рельеф выражен в случае меньшей вязкости, но отклонения топографии углубления достигают величины 1-2 км.

Выводы

Приведенные результаты расчетов вязких напряжений в нижней коре и литосферной верхней мантии при внутриконтинентальном надвиге приводят к следующим выводам. Форма и значение отклонения границы Мохо от региональных значений, а также тектонические напряжения, которые вызывают процесс сокращения и надвига, ограничивают возможный диапазон значений вязкости величинами $10^{21} - 2 \cdot 10^{22}$ Па·с для нижней коры и $5 \cdot 10^{22} - 5 \cdot 10^{23}$ Па·с для литосферной верхней мантии. Повидимому, для более холодных регионов можно ис-

пользовать верхние оценки, для более «горячих» – нижние. С учетом реальных данных по конкретной области исследований этот диапазон может быть уточнен.

Максимальные сдвиговые напряжения на границе верхней и нижней коры достигаются под областью надвига и изменяются от 150 МПа при скорости сокращения 0.5 см/год до почти 200 МПа при скорости надвига $u=2$ см/год. Максимальные горизонтальные вязкие напряжения концентрируются в области основного сокращения и составляют 1.5-5% полного напряжения на данной глубине. В комплексе с результатами ранее проведенных (2020-2025 гг.) исследований тепловой истории и динамики деформаций областей континентальной коллизии [6,23] можно заключить, что формирование и эволюция раннепротерозойских областей внутрикратонного надвига происходили при невысоких скоростях горизонтального сокращения коры в обстановке относительно высоких температур, приводящих к невысоким значениям вязкости нижней коры (порядка $10^{21} - 10^{22}$ Па·с) и литосферной верхней мантии.

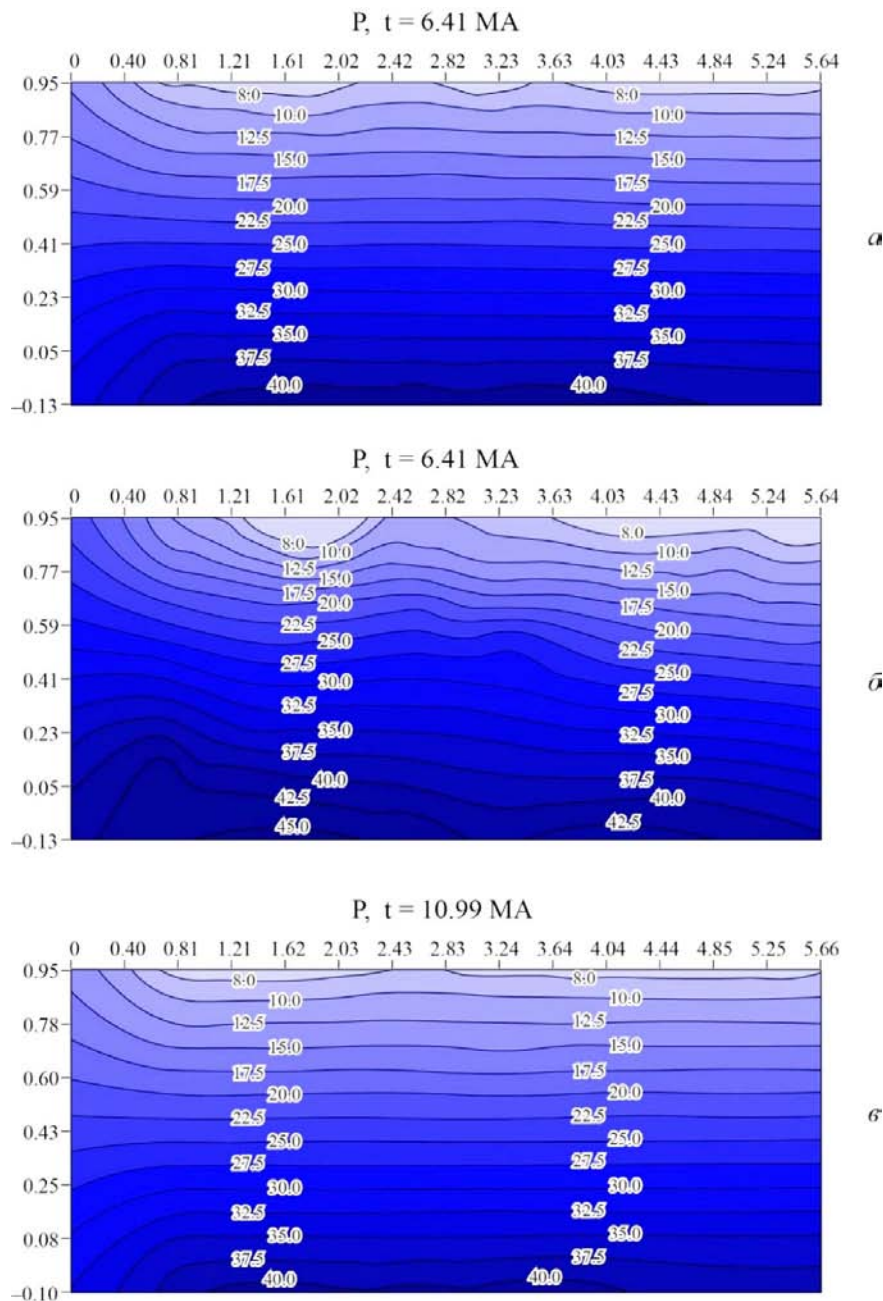


Рис. 5. Изолинии полных напряжений в момент завершения надвига ($t=6.4$ млн лет): а) $\nu_1=5 \cdot 10^{21}$ Па·с, $\nu_2=5 \cdot 10^{22}$ Па·с; б) $\nu_1=5 \cdot 10^{22}$ Па·с, $\nu_2=5 \cdot 10^{23}$ Па·с; в) $t=4.6$ млн лет после завершения надвига для сценария на рисунке а

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

Список литературы

1. Wang Y. Intracontinental Tectonics and Orogeny. Cambridge: Cambridge Scholars Publishing. 2025. Pp. 1-435.
2. Wang Y., Zheng Y.F. Origin and genesis of intracontinental orogens. Science China Earth Sciences. 2025. V. 68. <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1733-x>.
3. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. №4. С. 829-831.
4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
5. Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. №1. С. 12-24.
6. Parphenuk O.I. Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling). Russian Journal of Earth Sciences. 2015. V. 15. No. 4. ES4002. doi: 10.2205/2015ES000556.
7. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. №1. С. 16-28.
8. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир. 1969. Т. 2. 863 с.
9. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull. 1959. V. 70. No. 6. Pp. 115-116.
10. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч.1: Пер. с англ. М.: Мир. 1985. 376 с.

11. Byerlee J.D. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 1978. V. 116. Pp. 615-626.
12. Brewer J. Thermal effects of thrust faulting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 56. Pp. 233-244.
13. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра. 1981. 245 с.
14. Артюшков Е.В. Постколлизинное развитие складчатых поясов как следствие глубинных процессов в коре и мантии // Постколлизинная эволюция подвижных поясов. Тез. Докл. Международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2001. С. 18-20.
15. Grocott J.S. The relation between Precambrian shear belts and modern fault systems. *J. Geol. Soc. London.* 1977. V. 133. Pt. 3-4. Pp. 257-262.
16. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.
17. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М. 1993. 193 с.
18. Muller W., Aerden D., Halliday A.N. Isotopic dating of strain fringe increments: duration and rates of deformation in shear zones. *Science.* 2000. V. 288. Pp. 2195-2198.
19. Rollanda Y., Lardeaux J.-M., Jolivet L. Deciphering orogenic evolution. *Journal of Geodynamics.* 2012. V. 56-57. Pp. 1-6.
20. Wilks K.R., Carter N.L. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics.* 1990. V. 182. Pp. 57-77.
21. Post R.L. High temperature creep of Mt. Burnet dunite. *Tectonophysics.* 1977. V. 42. Pp. 75-110.
22. Peltier W.R., Wu P., Yuen D.A. The viscosities of the Earth's mantle. *Am. Geophys. Un., Geodyn. Ser.* 1981. V. 4. Pp. 59-77.
23. Парфенюк О.И. Эволюция внутриконтинентальных коллизийных структур раннего протерозоя с точки зрения их современного строения // Мониторинг. Наука и технологии. 2024. №3(61). С. 24-35. DOI: <https://doi.org/10.25714/MNT.2024.61.004>.

References

1. Wang Y. Intracontinental Tectonics and Orogeny. Cambridge: Cambridge Scholars Publishing. 2025. Pp. 1-435.
2. Wang Y., Zheng Y.F. Origin and genesis of intracontinental orogens. *Science China Earth Sciences.* 2025. V. 68. <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1733-x>.
3. Sadovskii M.A. *Yestestvennaya kuskovatost' gornoy porody* [Natural breaking of rocks]. Report of the USSR Academy of Sciences. 1979. V. 247. No. 4. Pp. 829-831.
4. Nikolaevskii V.N. *Geomekhanika i flyuidodinamika* [Geomechanics and Fluidodynamics]. Moscow: Nedra. 1996. 447 p.
5. Garagash I.A., Jorin V.A., Livshits L.D., Nikolaevskii V.N. Superplastic material flow inside the fault. *Fizika Zemli.* 1986. No. 1. Pp. 12-24.
6. Parphenuk O.I. Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling). *Russian Journal of Earth Sciences.* 2015. V. 15. No. 4. ES4002. doi: 10.2205/2015ES000556.
7. Nikolaevskii V.N., Sharov V.I. Faults and rheological layering of the crust. *Fizika Zemli.* 1985. No. 1. Pp. 16-28.
8. Nadai A. *Plastichnost' i razrusheniye tverdykh tel* [Plasticity and destruction of the solid rocks]. Moscow: Mir. 1969. V. 2. 863 p.
9. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1959. V. 70. No. 6. Pp. 115-116.
10. Turcotte D., Schubert J. *Geodinamika: Geologicheskoye prilozheniya fiziki sploshnykh sred. CH.1: Per. s angl* [Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. Part 1]. Moscow: Mir. 1985. 376 p.
11. Byerlee J.D. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 1978. V. 116. Pp. 615-626.
12. Brewer J. Thermal effects of thrust faulting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 56. Pp. 233-244.
13. Yaroshevskii V. *Tektonika razryvov i skladok* [Tectonics of the faults and folds]. Moscow: Nedra. 1981. 245 p.
14. Artyushkov E.V. Postkollezionnoye razvitiye skladchatykh pojasov kak sledstviye glubinykh protsessov v kore i mantii [Postcollisional development of fold belts as a result of deep processes in the crust and mantle]. Post-collisional evolution of mobile belts. Abstracts of the International Scientific Conference. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2001. Pp. 18-20.
15. Grocott J.S. The relation between Precambrian shear belts and modern fault systems. *J. Geol. Soc. London.* 1977. V. 133. Pt. 3-4. Pp. 257-262.
16. Kalinin V.A., Rodkin M.V., Tomashevskaya I.S. *Geodinamicheskiye efekty fiziko-khimicheskikh prevrashcheniy v tverдой srede* [Geodynamical effects of physical and chemical transformations in the solid rocks]. Moscow: Nauka. 1989. 157 p.
17. Rodkin M.V. *Rol' glubinnogo flyuidnogo rezhima v geodinamike i seysmotektonike* [The role of deep fluid regime in geodynamics and seismotectonics]. Moscow. 1993. 193 p.
18. Muller W., Aerden D., Halliday A.N. Isotopic dating of strain fringe increments: duration and rates of deformation in shear zones. *Science.* 2000. V. 288. Pp. 2195-2198.
19. Rollanda Y., Lardeaux J.-M., Jolivet L. Deciphering orogenic evolution. *Journal of Geodynamics.* 2012. V. 56-57. Pp. 1-6.
20. Wilks K.R., Carter N.L. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics.* 1990. V. 182. Pp. 57-77.
21. Post R.L. High temperature creep of Mt. Burnet dunite. *Tectonophysics.* 1977. V. 42. Pp. 75-110.
22. Peltier W.R., Wu P., Yuen D.A. The viscosities of the Earth's mantle. *Am. Geophys. Un., Geodyn. Ser.* 1981. V. 4. Pp. 59-77.
23. Parphenuk O.I. Intracontinental paleoproterozoic collisional orogens evolution issuing from the present structures. *Monitoring. Nauka i tekhnologii.* 2024. No. 3(61). Pp. 24-35. DOI: <https://doi.org/10.25714/MNT.2024.61.004>.

Сведения об авторах Принадлежность к организации

Парфенюк Ольга Ивановна

доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией теоретической геофизики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, 123242, Москва, Россия

Information about authors Affiliations

Parphenuk Olga Ivanovna

Doctor of Physics and Mathematics, Head of Theoretical Geophysics Laboratory of the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 123242, Moscow, Russia

Поступила в редакцию 21.08.2026 г.