

УДК 550.36.361

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ЭРОЗИИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПОДНЯТИЙ НА СТРОЕНИЕ НАДВИГОВЫХ ЗОН И ПРОЦЕСС ЭКСГУМАЦИИ ГЛУБИННЫХ ПОРОД (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

© 2014 О.И. Парфенюк

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, 123995;
e-mail: oparfenuk@mail.ru*

Исследование коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы, включающей жесткую верхнюю кору, разбитую на блоки, и 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 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. Результаты расчетов с различными значениями скорости эрозии (от 0.25 до 5 мм/год) показали, что этот параметр слабо влияет на величину посленадвигового поднятия, определяемого в основном вязкостью нижней коры и литосферной верхней мантии, но приводит к появлению на поверхности глубинных пород с различной степенью метаморфизма.

Ключевые слова: литосфера, земная кора, коллизия, надвиг, эрозия, реология.

ВВЕДЕНИЕ

Обширные площади глубоко эродированных складчатых областей Земли, например древних щитов, сложены преимущественно (на 70-80%) гранитоидами, связанными с процессами парциального плавления и метаморфизма в утолщенной при коллизии коре. Глубоко эродированные области коры разного возраста, характеризующиеся выходами на поверхность пород различной степени метаморфизма вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли. Гранитогнейсовые аллохтоны, свидетельствующие о тектонической расслоенности континентальной коры, описаны в Гималаях, Памире, в каледонидах Норвегии, Швеции и многих других областях (Соколов, 1990). По глубинным надвигам на поверхность выведены метаморфические комплексы не только верхней, но и нижней континентальной коры: гранулиты, высокометаморфизованные габброиды и ультрабазиты.

Общие черты строения надвиговых зон в об-

ластях континентальной коллизии — это присутствие пород различной степени метаморфизма, выведенных на поверхность в результате эрозии, приуроченные гравитационные и магнитные аномалии, часто значительное утолщение коры под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры в окрестности разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к появлению на поверхности пород вплоть до нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении вдоль поверхности надвинутого по разлому блока.

Раннепротерозойская аккреция гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых террейнов, сочлененных по коллизионным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского

щита отражают два этапа образования зон локального метаморфизма и гранитообразования 1.8 и 1.9 млрд. л.н. (рис. 1). На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизионной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю кору гранитоиды, была полностью эродирована. (Розен, Федоровский, 2001)

Раннепалеозойские коллизионные системы позволяют увидеть гранитный слой, который вышел на поверхность из-за эрозии горного поднятия и образовал верхнюю кору мощностью

примерно 10 км (например, варисциды Европы). Этот слой мог возникнуть в результате разогрева внутри утолщенной коры во время или после завершения коллизии (Gerdes et al., 2000).

В земной коре современных коллизионных горных сооружений (например, Гималаи) существуют квазистационарные расплавные горизонты, отмечаемые геофизическими и косвенными геологическими данными. Они залегают на глубинах 10-15 км и имеют мощность около 10 км на протяжении 50-250 км. По физическим свойствам они соответствуют граниту в состоянии, близком к температуре солидуса. Возможной причиной их появления считается плавление вещества коры вследствие коллизионного разо-

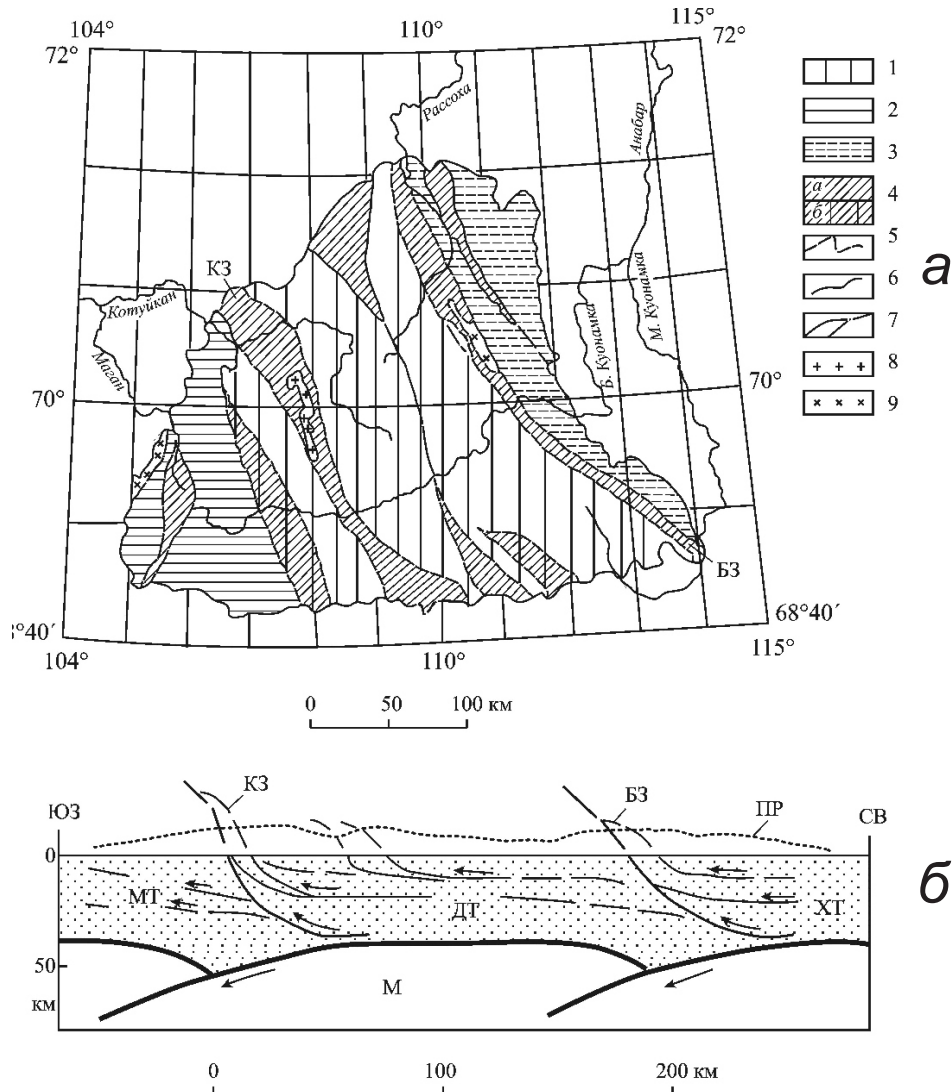


Рис. 1. Схема метаморфической зональности Анабарского щита (а): 1-4 – режимы метаморфизма: 1 – высокотемпературный, высоких давлений, низкоградиентный – 23-26°С/км, 2 – среднетемпературный, умеренных давлений, среднеградиентный – 28-32°С/км, 3 – среднетемпературный, низких давлений, высокоградиентный – 32-35°С/км, 4 – средне- и низкотемпературный, низких давлений, высоко- и среднеградиентный – 32-35°С/км (а), тот же режим, наложенный на породы высокотемпературного метаморфизма (б); 5 – границы между участками с различными режимами; 6 – контур платформенного чехла; 7 – разломы; 8 – граниты; 9 – гранодиориты. Палеогеодинамический профиль строения земной коры в северной части Анабарского щита во время завершения коллизионного процесса (б): МТ – Маганский, ДТ – Далдынский, ХТ – Хапчанский террейны; КЗ – Котуйканская, БЗ – Билляхская коллизионные зоны; ПР – поверхность палеорельефа; М – верхняя мантия (Розен, 1995).

грева при термальной релаксации надвинутых пластин (Розен, Федоровский, 2001).

Возможность повышения температуры до солидуса гранита на разных глубинах в процессе надвига и на постколлизиионной стадии определяется начальной температурой и значением радиогенной теплогенерации верхней коры, которая увеличивается за счет возрастания мощности теплогенерирующего слоя в ходе надвига (Парфенюк, 2012).

ОЦЕНКИ ГЕНЕРАЦИИ ТЕПЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Континентальная кора является хранилищем долгоживущих радиоактивных элементов – урана ^{235}U , ^{238}U , тория ^{232}Th и калия ^{40}K . Содержание этих элементов является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Оценки средних концентраций ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K различаются почти в два раза, что приводит к средним значениям объемной генерации тепла в диапазоне 0.55–1.31 мкВт/м³. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в еще более широком диапазоне 1.01–3.6 мкВт/м³ (Jaupart, Mareschal, 2004). Для архейских и протерозойских провинций Канады и Южной Африки радиогенная генерация тепла оценивается величинами 0.6–2.3 мкВт/м³ (Jaupart, Mareschal, 1999). Постколлизиионное образование гранитов палеозойских варисцид (Южная Богемия) в диапазоне 330–370 млн. лет назад происходило в обстановке неравномерно распределенных источников радиогенного тепла с максимальными значениями 1.9–2.1 мкВт/м³ на глубинах 2.6–23.4 км (Gerdes et al., 2000).

Следует отметить, что теплогенерация коровых пород провинций одного возраста, расположенных на различных континентах, может значительно варьировать. Например, для протерозойской провинции Гренвилл (Канада) значение генерации составляет 0.8 мкВт/м³, а для протерозойского пояса Намаква (Южная Африка) определено значение 2.3 мкВт/м³ (Jaupart, Mareschal, 1999). Для древнейших провинций архейского возраста стандартное отклонение плотности теплового потока 11 мВт/м² при среднем значении 41 мВт/м² является значительной величиной и отражает важные различия в строении и генерации тепла земной коры (Nyblade, Pollack, 1993). Вариации теплового потока внутри провинции так же велики, как и для различных провинций, что отражает различия в строении

земной коры и количестве радиоактивных элементов в ней.

Долгое время самой распространенной моделью распределения радиоактивной теплогенерации с глубиной была модель ее экспоненциального убывания, которая нашла подтверждение в верхних 8 км разреза структуры Вредфорт, Южная Африка (Hart et al., 1981). Последние исследования в этой области показали, что концентрация источников тепла в верхней коре не убывает с глубиной. В вертикальном масштабе порядка 10 км изучение образцов Кольской сверхглубокой скважины (Кольская..., 1998) и скважины КТВ в Германии (Clauser et al., 1997) показало отсутствие систематической вариации теплогенерации с глубиной. Этот факт нашел подтверждение и при многочисленных измерениях теплогенерации в выведенных на поверхность породах вплоть до средней коры, например, областей Пиквитоней-Сашиго и Капускейсинг-Вава Канадского щита (Fountain et al., 1987), структуры Вредфорт Южной Африки (Nicolaysen et al., 1981). Поэтому на настоящем этапе исследований принято предположение о постоянной величине теплогенерации в верхней коре.

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и коровой генерации тепла основных провинций различного возраста позволило авторам работы (Jaupart, Mareschal, 2004) сделать оценки полной генерации тепла земной коры для архейских, протерозойских, палеозойских и фанерозойских структур. Они составляют 0.56–0.73 мкВт/м³ для архея, 0.73–0.90 мкВт/м³ для протерозоя и 0.95–1.1 мкВт/м³ для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км. Принимая во внимание возраст структур и тот факт, что нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, указанные оценки в случае верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности верхней коры.

В данной работе рассматриваются варианты с теплогенерацией 1.5, 2 и 2.5 мкВт/м³ в утолщенной верхней коре, что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда теплогенерация была ~ в 1.6 раза выше современной). Примерно такие значения генерации тепла приняты в известной работе (England, Thompson, 1984) для одномерной модели мгновенного надвига.

МОДЕЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ

Формирование и эволюция земной коры в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континенталь-

ный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к появлению на поверхности глубинных пород коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении вдоль поверхности надвинутого по разлому блока.

На основе разработанных ранее алгоритмов проведено изучение влияния различных параметров процесса на экзгумацию и подъем глубинных пород к поверхности в ходе перераспределения нагрузки при формировании и эволюции компрессионных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора, расположенная над областью с вязкими течениями, действует как пассивная нагрузка и может отклоняться под действием этой нагрузки. Это условие означает, что мы аппроксимировали верхнюю кору как не имеющую изгибной жесткости. Верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может довольно легко перемещаться вдоль основного разлома (Гарагаш и др., 1986). Возникающее при этом утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии (рис. 2). Нормальная составляющая силы, действующей на верхнюю границу области вязких течений, имеет неравномерное распределение из-за латеральных вариаций в распределении массы материала верхней коры в результате надвига и эрозии. В такой постановке основное отличие

от работы (Ребецкий, 2012) состоит в поведении верхней коры, где она рассматривается в упругом приближении, а горизонтальное сжатие системы кора – мантия также компенсируется вязкими течениями в нижней коре и мантии.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения движения и неразрывности решались в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой жидкости с очень вязкой жидкостью. Предполагается, что нижняя кора как ослабленный слой литосферы имеет вязкость на порядок ниже, чем подстилающая литосферная мантия (таблица). Методом конечных элементов в лагранжевых координатах решена в квазистационарном приближении задача о распределении полей скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0 \end{cases}, \quad (1)$$

здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = const$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа. Преимуществом метода Лагранжа является возможность вычисления реальных значений скоростей деформаций, значений полных и сдвиговых напряжений и, соответственно, деформации границы Мохо, разломной зоны надвига и рельефа поверхности при перераспределении дополнительной нагрузки в

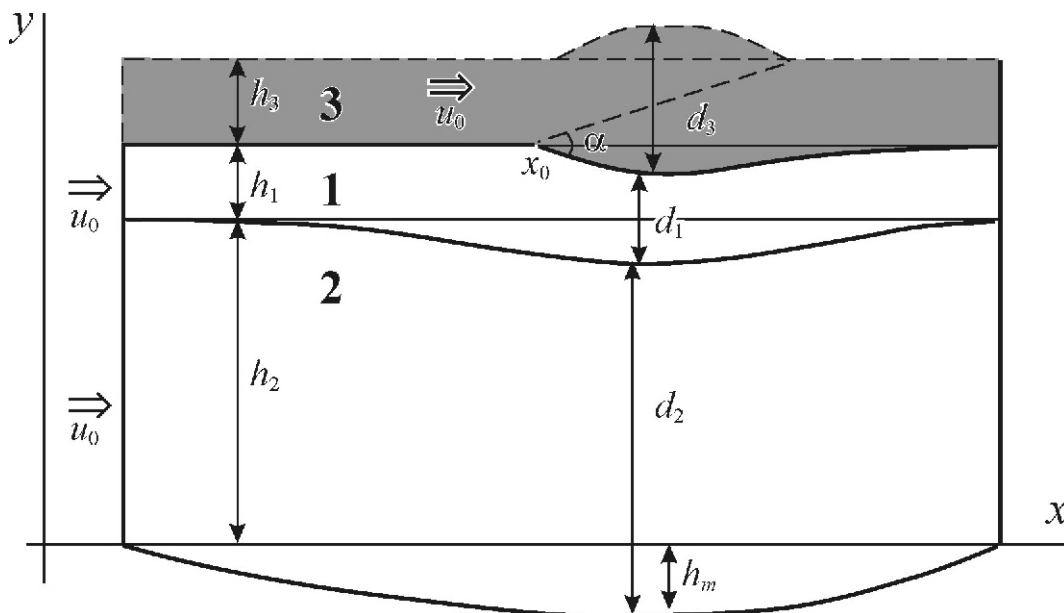


Рис. 2. Геометрия модели деформаций для механической и тепловой задач: верхняя кора ($i = 3$) – штриховая линия, нижняя кора ($i = 1$) и литосферная верхняя мантия ($i = 2$) – сплошная линия. h_1, h_2, h_3 – исходные значения мощностей нижней коры, литосферной верхней мантии и верхней коры, h_m – величина 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. Область верхней коры здесь и всюду далее тонирована.

Таблица. Значения основных параметров для механической и тепловой задачи моделирования эволюции структуры внутрикратонного надвига.

	Верхняя кора (i = 3)	Нижняя кора (i = 1)	Верхняя мантия (i = 2)
Удельная теплоемкость (с, Дж/кг·К)	10 ³	10 ³	10 ³
Коэффициент теплопроводности (λ, Вт/м·К)	2.5	3	4
Скорость генерации тепла (H, мкВт/м ³)	1.5, 2.0, 2.5	1.1	0.08
Плотность (ρ, кг/м ³)	2750	3000	3300
Эффективная вязкость (μ, Па·с)	-	10 ²¹ -10 ²²	10 ²² -10 ²³
Мощность слоя (h, км)	20	20	80

области надвига в процессе образования поднятий и их эрозии. Программы расчетов полей скоростей, напряжений и температур разработаны с использованием элементов алгоритма, представленного в книге (Reddy, 1984).

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. 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.

Правая граница открыта для течения вещества в направлении нормали к границе, то есть вертикальная составляющая скорости $v = 0$ при заданной нормальной компоненте напряжений, равной литостатическому давлению на данной глубине. 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 (таблица). На нижней границе литосферы нормальное напряжение полагается равным литостатическому давлению на данной глубине в отсутствие дополнительной нагрузки. Это условие является аппроксимацией условия

локальной изостатической компенсации на некоторой глубине ниже заданной границы в астеносфере с плотностью, равной плотности литосферной мантии:

$$\rho_1 g d_1 + \rho_2 g d_2 + \rho_3 g d_3 = \text{const.} \quad (2)$$

Тангенциальное напряжение равно нулю, то есть выполнено условие горизонтального проскальзывания.

Следовательно, граничные условия, определяемые этими допущениями, можно суммировать следующим образом. На левой границе и на верхней границе, слева от разлома, задана скорость горизонтального сокращения

$$u = (u_0, 0).$$

На верхней границе, справа от разлома, горизонтальное смещение отсутствует, вертикальное смещение определяется нормальным напряжением, то есть

$$u = 0, \sigma n = P_1(x),$$

где σ – тензор напряжений, n – единичный вектор, задающий нормальное направление границы, P_1 – литостатическое давление, создаваемое весом пород верхней коры, включая дополнительную, меняющуюся во времени нагрузку.

На правой границе задано условие границы, свободной в направлении нормали

$$v = 0, \sigma n = P_2(y),$$

где P_2 – литостатическое давление.

На нижней границе определены обе компоненты напряжения

$$\sigma n = P_3(x), \sigma t = 0,$$

где t – единичный вектор, задающий касательное направление на нижней границе, P_3 – литостатическое давление, определяемое в квазистационарной постановке для каждого шага во времени исходя из конфигурации границы в отсутствие дополнительной нагрузки. Таким образом, на нижней границе (рис. 2) условие (2) аппроксимируется соотношением

$$P_3(x) = \rho_3 g h_3 + \rho_1 g h_1 + \rho_2 g (h_2 + h_m).$$

Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области выполнены для трех реологических слоев, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактив-

ными элементами. Уравнение сохранения энергии в обобщенных лагранжевых координатах (сетка привязана к движущейся материальной точке) содержит полную производную по времени, содержащую инерционный член:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (3)$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Граничные условия описаны выше. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами: $i = 1$ – нижней коре, $i = 2$ – верхней мантии, $i = 3$ – верхней коре (рис. 2). Предполагается, что начальное состояние коры и литосферы определяется как состояние теплового равновесия при постоянных температуре поверхности $T = 0^\circ\text{C}$ и температуре в основании литосферы $T = 1200^\circ\text{C}$. Вертикальные границы теплоизолированы (тепловой поток равен нулю). На границах слоев с различными теплофизическими свойствами выполнено условие непрерывности температуры.

Для определения высоты поднятия предложена схема осуществления движения пород верхней коры по разлому и над разломом, которая приведена в приложении. Основные параметры расчетов приведены в таблице.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА И ПРОЦЕСС ЭКСГУМАЦИИ

Изучено влияние эрозии поднятых покровов на процесс эксгумации континентальных коровых пород различной глубинности. Тепловая структура и деформации литосферы, возникающие в результате изменения строения и утолщения коры, в значительной мере определяют эволюцию областей, испытавших горизонтальное сжатие. Основной причиной появления гранитоидов от габбро до кислых гранитов является возмущение теплового поля в утолщенной при надвиге коре. В результате надвига «холодный» слой оказывается под «нагретым» слоем, а под действием дополнительной нагрузки, перераспределяемой в ходе эрозии, возникает гравитационно неустойчивая структура. В этом случае эксгумация континентальных коровых пород – результат процессов денудации и гравитационного поднятия под действием сил плавучести на постколлизийной стадии.

Расчеты с различными вариантами теплогенерации верхней коры позволили определить время и область образования глубинных горизонтов плавления. Превышение температуры влажного гранитного солидуса возникает на уровне 35–40 км, и после окончания коллизии (сокращения коры на 100 км со скоростью

0.5 см/год) в описанных выше вариантах верхняя граница области плавления поднимается до глубины 15–20 км примерно через 40 млн. лет после окончания надвига (рис. 3, 4). Зона частичного расплава расширяется в направлении заданного горизонтального сокращения далеко за фронт надвига из-за утолщения коры и наличия горизонтального теплопереноса и охватывает на постколлизийной стадии область протяженностью 150–200 км (Парфенюк, 2012). Учет тепла трения в разломной зоне, по которой осуществляется надвиг, приводит к возможности появления локальной области частичного плавления на небольшой глубине, наблюдаемой геофизическими методами в ряде коллизийных систем кайнозоя. По результатам численного моделирования показано, что определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизийной стадии являются величина источников тепла в слое верхней коры, а также начальное тепловое состояние области. Возникновение расплавных горизонтов возможно либо к моменту окончания коллизии (при высоких значениях тепловыделения), либо на постколлизийной стадии при начальном распределении температуры, соответствующем значениям теплового потока выше 60 мВт/м² (Парфенюк, 2005, 2012).

Плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 100 мВт/м² спустя 42 млн. лет после окончания коллизии при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м³ (Парфенюк, 2012). Это свидетельствует о значительном разогреве коллизийной призмы.

С целью определения влияния эрозии на процесс эксгумации глубинных пород рассмотрены различные сценарии сокращения коры при разных предположениях о скорости эрозии и времени начала этого процесса. Предполагается упрощенный механизм эрозии – диффузионный, при котором наиболее высоко поднятый материал подвергается денудации и затем перераспределяется в виде осадков в наиболее низко лежащих областях коры. При этом эрозия начинается после того, как дополнительный фрагмент коры значительной мощности был выведен на поверхность. Большинство исследователей склоняются в пользу достаточно быстрого подъема при выведении пород к поверхности – скорости порядка 0.5–3 мм/год и продолжительность порядка 10–30 млн. лет (Gerdes et al., 2000).

Рассмотрим один из сценариев сокращения коры со скоростью 0.5 мм/год в течение 14 млн. лет с эрозией и одновременной седиментацией, которые начались спустя 3 млн. лет после начала надвига. Результатом всех этих одновременно происходящих процессов – горизонтального

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ЭРОЗИИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПОДНЯТИЙ

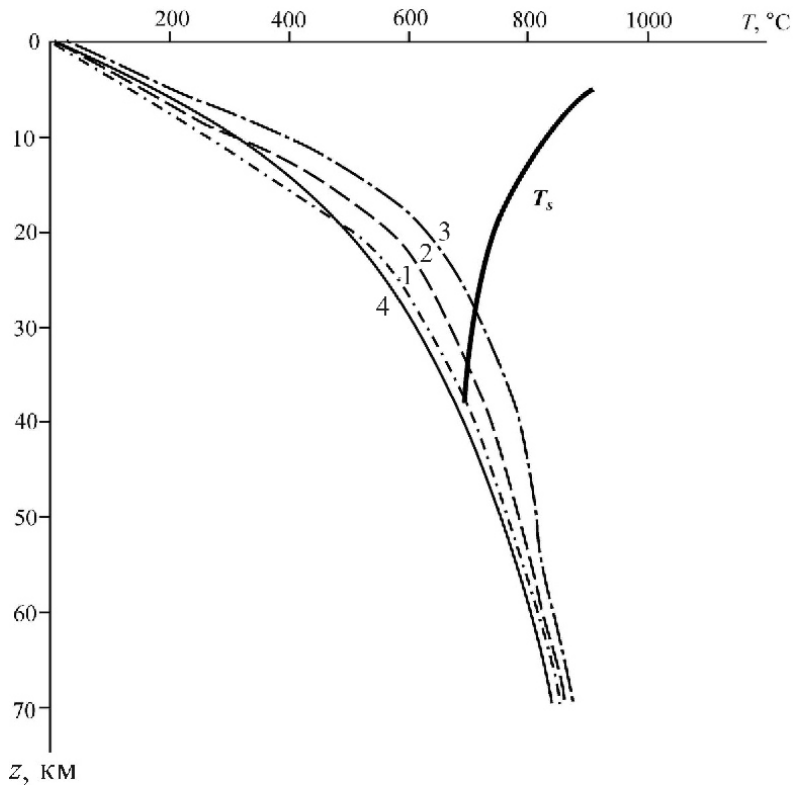


Рис. 3. Расчетные геотермы в центральной части коллизионной зоны после завершения коллизии со скоростью 0.5 см/год ($t = 20.0$ млн. лет) для начального распределения температуры (кривая 4) при значениях теплогенерации верхней коры: 1 – 1.5 мкВт/м³; 2 – 2.0 мкВт/м³; 3 – 2.5 мкВт/м³. T_s – кривая солидуса влажного гранита (Перчук, 1973); z – глубина.

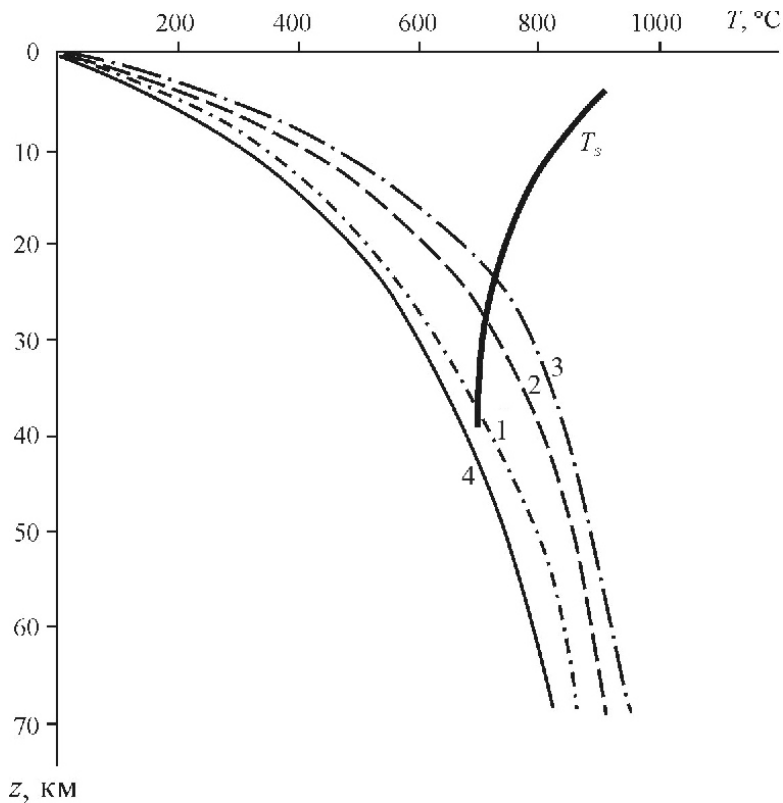


Рис. 4. Расчетные геотермы в центральной части коллизионной зоны на постколлизонной стадии ($t = 62.2$ млн. лет) для начального распределения температуры (кривая 4) при значениях теплогенерации верхней коры: 1 – 1.5 мкВт/м³; 2 – 2.0 мкВт/м³; 3 – 2.5 мкВт/м³. T_s – кривая солидуса влажного гранита (Перчук, 1973).

сокращения (70 км), нагрузки, эрозии и осадко-накопления – стало увеличение мощности коры в области протяженностью примерно 200 км. В случае эрозии со скоростью 0.5 мм/год максимальное отклонение Мохо достигает 20 км, при уменьшении скорости денудации в два раза – до 0.25 мм/год – глубина границы Мохо возрастает до 22 км на момент окончания надвига. Скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и слабое влияние на топографию углубления Мохо – основной причины гравитационной неустойчивости надвиговой структуры.

Для определения влияния эрозии на процесс формирования поднятия рельефа и углубления Мохо рассмотрим два сценария. В первом эрозия отсутствует, во втором процесс денудации

начинается уже в процессе надвига. Предположим, что эрозия со скоростью 1 мм/год размывает рельеф с момента времени 1.8 млн. лет, когда довольно значительный фрагмент верхней коры выведен на поверхность. Эродированный материал образует осадочные бассейны во фронтальной и тыловой областях по отношению к зоне надвига. Рис. 5 дает представление о деформации границ слоев в расчетной области в ходе надвига (*а*, *б*) и после его завершения (*в*). В результате денудации и отложения осадков поверхность выравнивается, и над плоскостью надвига в сценарии с эрозией появляются породы, выведенные с глубин средней коры. Уровень эрозии прогрессивно возрастает над разломом до максимальных значений 9 км, что соответствует палеодавлениям примерно 270 МПа (рис. 6).

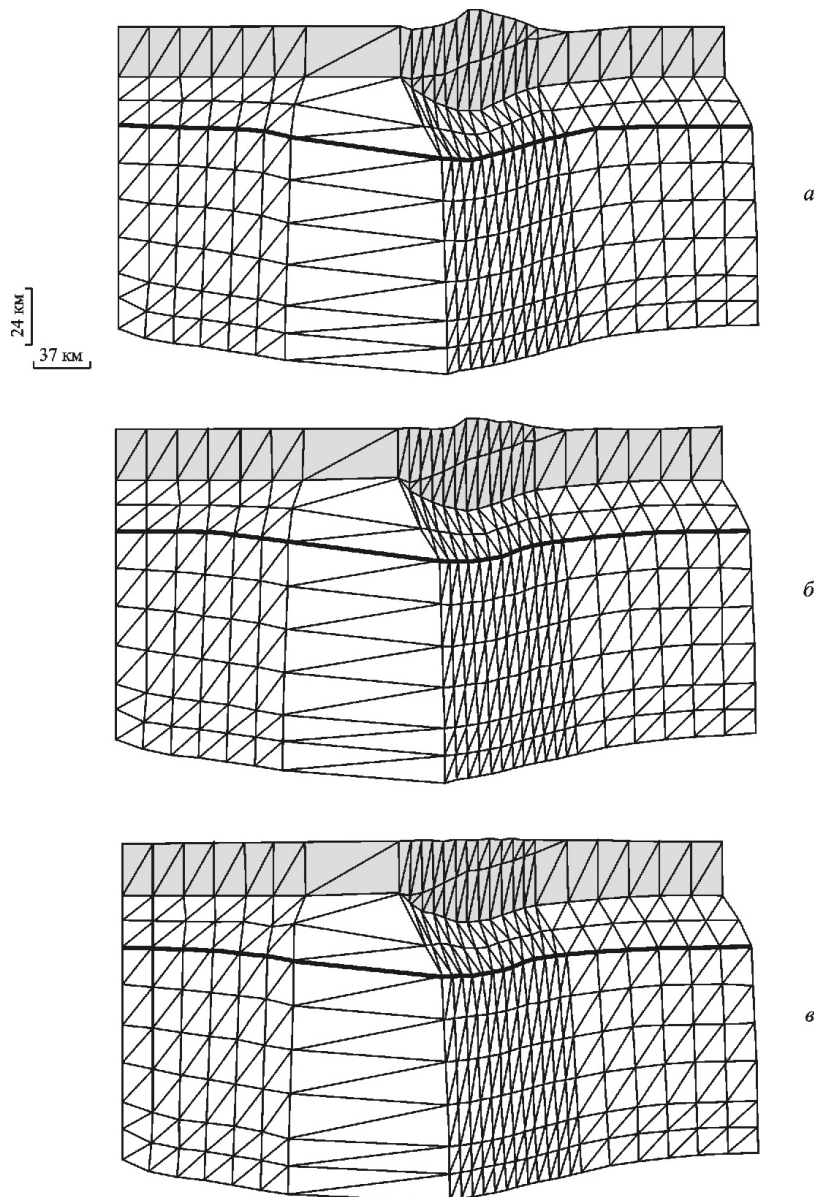


Рис. 5. Геометрия деформируемой области (сетка в конечных элементах) в момент завершения надвига ($t = 7$ млн. лет) со скоростью 1 см/год: *а* – эрозия отсутствует; *б* – скорость эрозии 1 мм/год, начиная с $t = 1.82$ млн. лет; *в* – деформация области спустя 4 млн. лет после завершения надвига с учетом эрозии. Жирной линией показано положение границы Мохо.

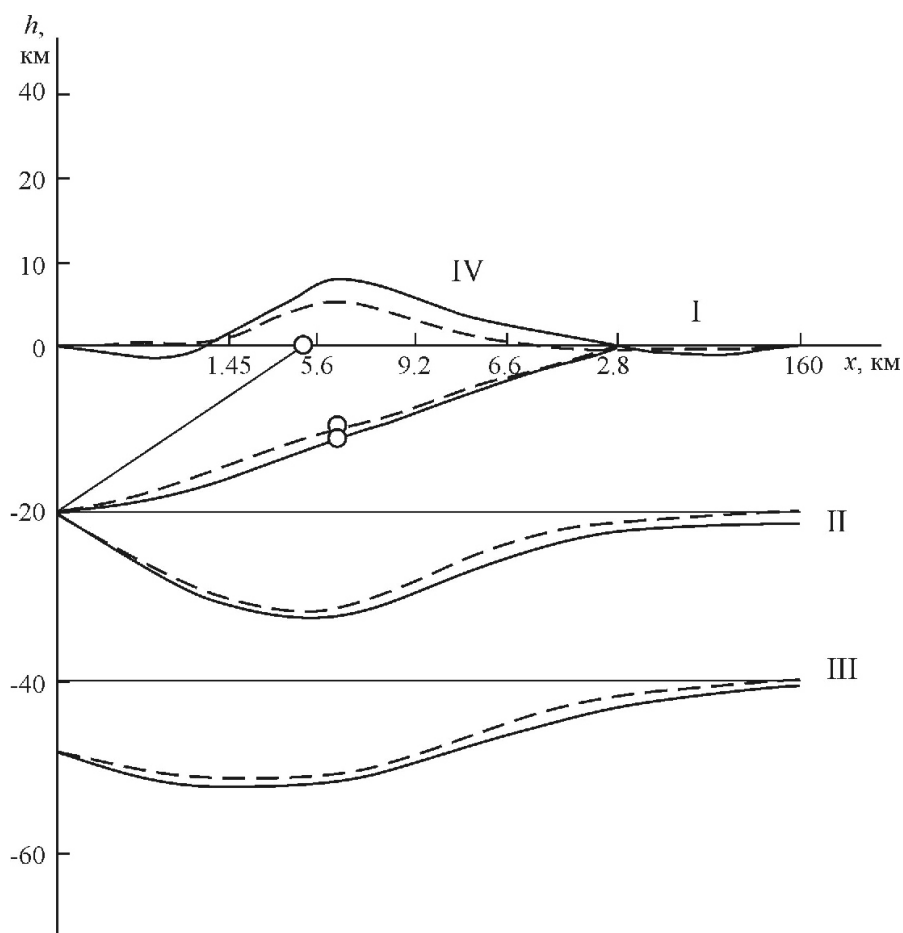


Рис. 6. Влияние скорости эрозии на топографию границ в области надвига. Положение разлома (I — слева от точки, отмеченной кружком), топография углубления верхней коры (II) и Мохо (III), рельеф поверхности над зоной надвига (IV) в случае отсутствия эрозии (сплошная линия) и для сценария с денудацией в процессе надвига (штриховая линия) на момент завершения надвига ($t = 7$ млн. лет) со скоростью 1 см/год. Тонкие сплошные линии — начальное положение соответствующих границ. Значения уровня эрозии (в км) отмечены цифрами под соответствующими точками поверхности.

Породы, выведенные на поверхность, будут сохранять палеодавления, соответствующие уровню эрозии. Во фронтальной зоне надвига формируется осадочный бассейн глубиной до 4 км. Эти результаты расчетов подтверждают реальные данные по условиям метаморфизма выведенных пород, например, в структурной зоне Капускейсинг Канадского щита, если учесть полную величину эрозии всей области (Percival, West, 1994).

Результаты расчетов напряжений приведены в работах (Парфенюк, Марешаль, 1993; Parphenuk et al., 1994). Показано, что полные и сдвиговые напряжения значительно возрастают в результате горизонтального сокращения коры и дополнительной вертикальной нагрузки. Максимальные значения сдвиговых напряжений сосредоточены непосредственно под и поблизости от начальной области надвига, достигая величины 160 МПа при скорости надвига 2 см/год. Максимальные горизонтальные вязкие напряжения концентрируются в области основного сокращения и составляют 1.2-5% от величины полного напряжения на данной глубине. Эволюция пластич-

ных слоев на постколлизиионной стадии связана с гравитационной неустойчивостью поднятия и определяется значениями вязкости нижней коры и литосферной мантии, а также скорости эрозии.

Расчеты различных вариантов показали, что влияние процесса перераспределения нагрузки из-за эрозии и осадконакопления на формирование утолщения коры является слабым (Парфенюк, 2014). Но при этом происходит перетекание материала в виде конвективных течений с очень малыми, убывающими во времени скоростями (порядка десятых и сотых долей мм/год в зависимости от вязкости) после окончания процесса надвига. На рис. 7 показана постколлизиионная стадия после горизонтального сокращения коры на 70 км. Отчетливо видно формирование восходящих течений в дополнительно нагруженной области и зоны нисходящих течений при отложении осадков. Эти скорости определяются сложившейся в результате надвига и вязких течений топографией границ, то есть соотношением скорости сокращения, эрозии, значений вязкости и угла падения разлома.

ПАРФЕНИЮК

Поле скоростей, $t = 11.2$ млн лет

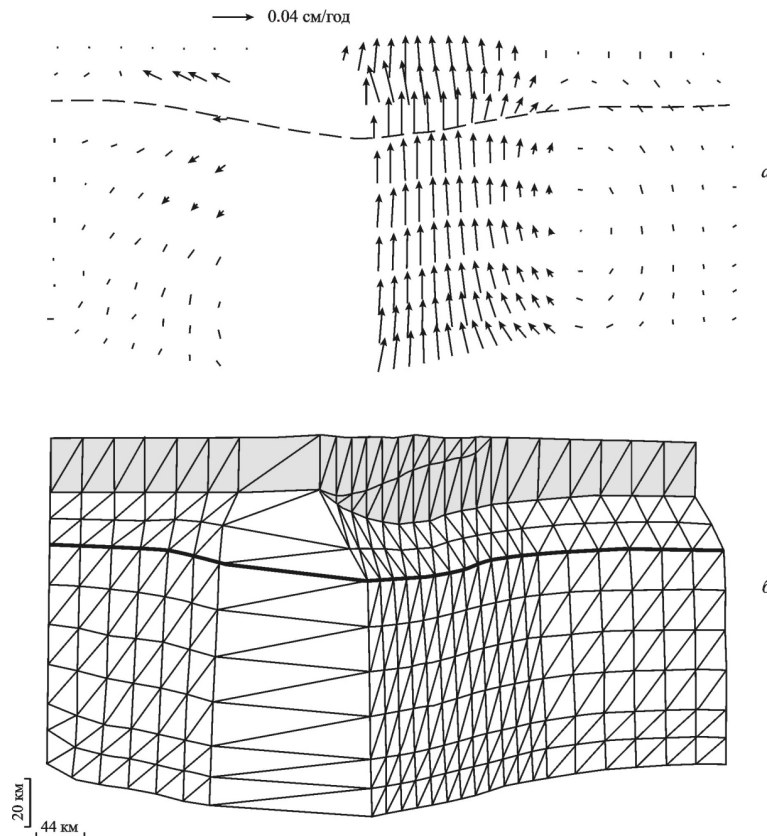


Рис. 7. Поле скоростей вязких течений для нижней коры и верхней мантии на постколлизивной стадии (примерно 4 млн. лет после окончания надвига со скоростью 1 см/год) при скорости эрозии 1 мм/год (а). Штриховой линией отмечено положение границы Мохо. Деформация всей расчетной области, включая верхнюю кору, после окончания коллизии. Вязкость нижней коры 10^{22} Па·с, вязкость литосферной верхней мантии 10^{23} Па·с (б).

В работах (Chamberlain, Karabinos, 1987; England, Thompson, 1984) отмечено широкое разнообразие P - T условий, которое наблюдается в метаморфических поясах на небольших расстояниях. Рассмотрение точек, находящихся в начальный момент времени на разных глубинах вдоль плоскости надвига, показывает, что их P - T истории будут совершенно различными в процессе движения по разлому (Парфенюк, 2008). В результате перемещения вверх по разлому, появления дополнительной нагрузки, которая перераспределяется в ходе эрозии, а также вязкой компенсации на уровне нижней коры, материал с глубины 20 км поднимается до 4.5 км, а породы, находившиеся изначально на глубине 3.5 км, испытают довольно сложную P - T эволюцию, отражающую погружение при надвиге и последующее неравномерное поднятие под влиянием эрозии (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Многочисленные расчеты привели к интересному выводу о поведении границ областей надвига в процессе эрозии: влияние процесса перераспределения нагрузки, вызванного дену-

дацией и осадконакоплением, на формирование утолщения коры, является слабым. Но на постколлизивной стадии происходит перестройка вязких течений с очень малыми, убывающими во времени скоростями (порядка десятых и сотых долей мм/год в зависимости от вязкости). Восходящие течения формируются в дополнительно нагруженной области, которая по мере поднятия все еще испытывает эрозию, а область нисходящих течений образуется при отложении этого материала в виде осадков.

Результаты расчетов с различными значениями скорости эрозии (от 0.25 до 5 мм/год, а также с переменными значениями на разных этапах) привели к важному выводу: этот параметр слабо влияет на величину скорости посленадвигового поднятия, определяемой в основном вязкостью нижней коры и литосферной верхней мантии. При прочих равных значениях параметров задачи увеличение вязкости нижней коры на порядок — с $5 \cdot 10^{21}$ Па·с до $5 \cdot 10^{22}$ Па·с приводит к уменьшению скорости поднятия в области надвига примерно в 7 раз — с 1 мм/год до 0.15 мм/год. Но эрозия является определяющим процессом в ходе эксгумации глубинных пород (вплоть до средней и нижней коры), что обеспе-

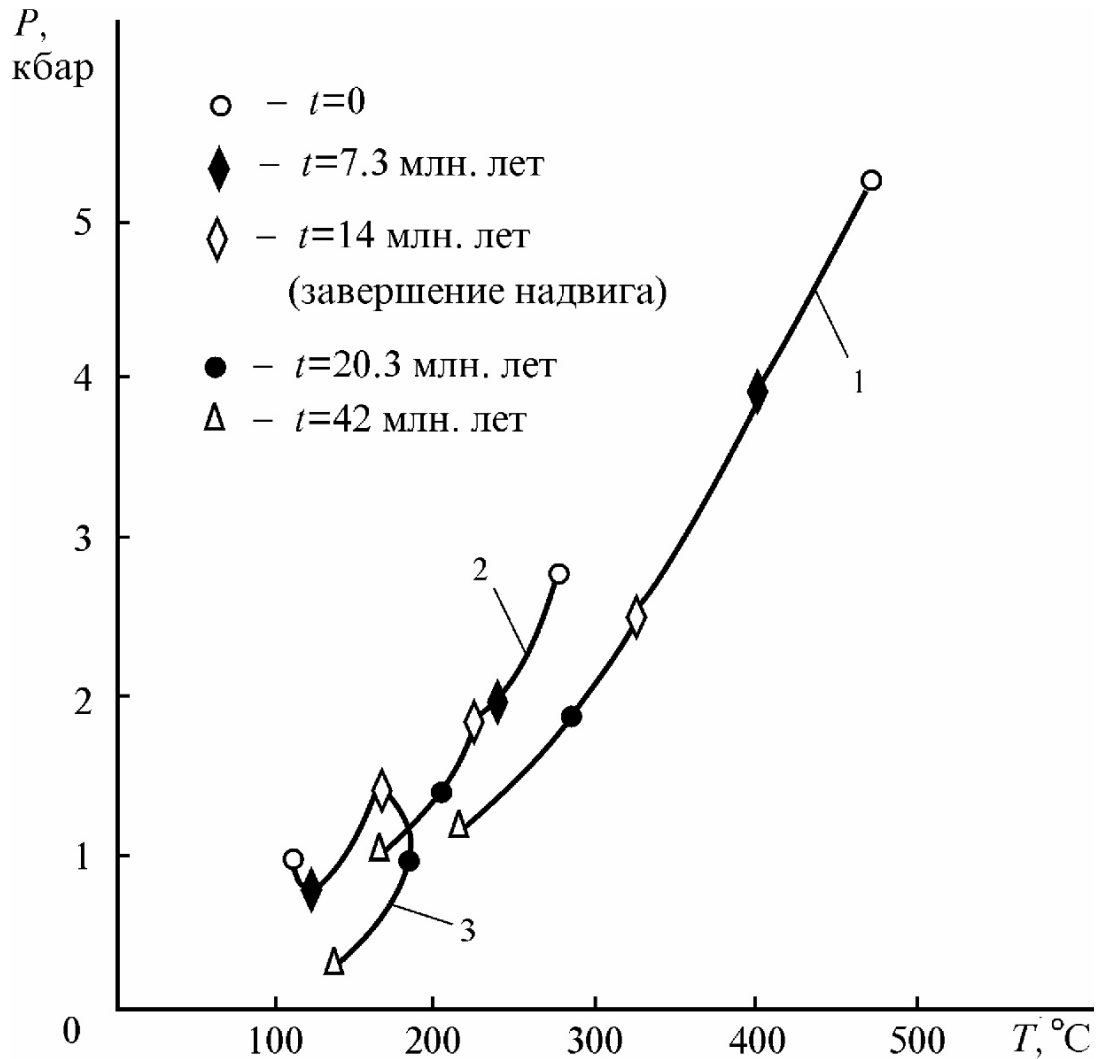


Рис. 8. P - T - t кривые для надвиговой зоны: 1 – начальная глубина точки 20 км, 2 – начальная глубина 10 км, 3 – начальная глубина 3.5 км

чивает наблюдаемое разнообразие P – T условий метаморфизма на небольших расстояниях в метаморфических поясах. Кроме того, эрозия поверхностных слоев приводит к уменьшению глубины зоны частичного плавления, которая наблюдается в современных областях орогенеза на глубинах порядка 15 км.

Следует отметить особую роль эрозии поднятых покровов на постколлизиионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа путем отложения эродированного материала во фронтальном и тыловом осадочных бассейнах. Процесс перераспределения нагрузки в ходе эрозии после окончания горизонтального сжатия препятствует размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры, так как увеличивает длину волны границы углубления Мохо (Парфенюк, Маршалль, 1998). При этом на поверхность выводятся породы с глубин средней и частично нижней коры.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Исходя из описанной выше структуры верхней коры, ее слабо связанные блоки способны перемещаться вдоль разлома под действием горизонтальных сжимающих напряжений по типу прерывистого проскальзывания (stick-slip motion). Поднятие блоков верхней коры происходит до появления максимальной дополнительной нагрузки над точкой выхода разлома на поверхность. Это дополнительное поднятие имеет высоту, равную мощности верхней коры. Горизонтальная координата точки выхода разлома на поверхность имеет значение $(x_0 + y_0 \cdot \text{ctg } \alpha)$, где y_0 – мощность верхней коры, α – угол наклона разлома (рис. 9). Для реализации этой процедуры разработан алгоритм, основанный на следующих соотношениях.

Предположим, что горизонтальное движение со скоростью u происходит с шагом по времени Δt . Пока не достигнута максимальная высота

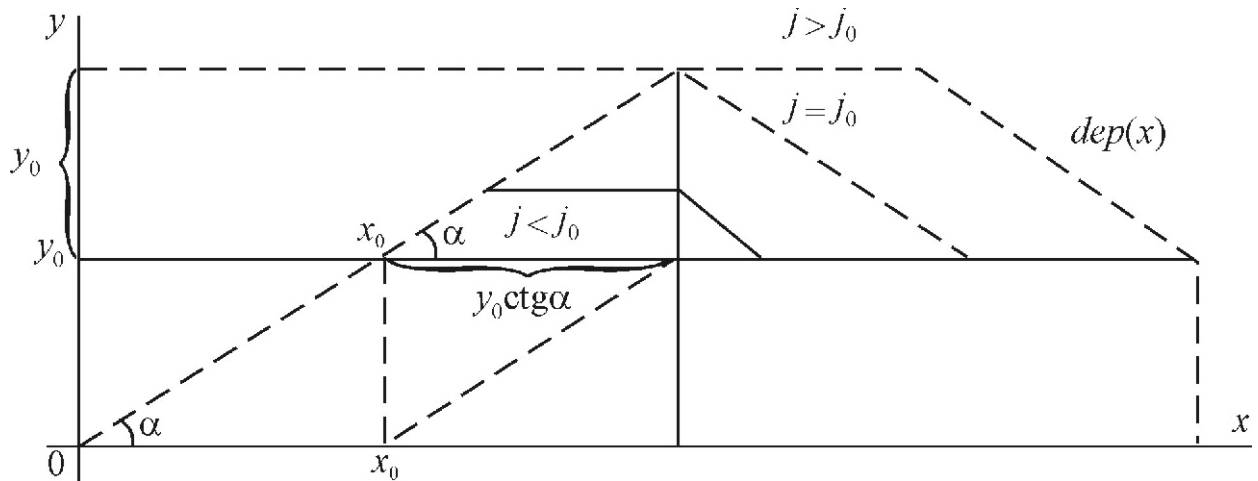


Рис. 9. Схематическое представление появления поднятия над разломной областью под воздействием горизонтальных сжимающих напряжений: α – угол падения разлома, h_0 – мощность верхней коры. Остальные пояснения – в тексте приложения.

поднятия из-за надвига, мощность его определяется как

$$dep(x) = \begin{cases} (x - x_0)tg\alpha, & x_0 \leq x \leq x_0 + u \cdot j \cdot t, \\ u \cdot j \cdot \Delta t \cdot tg\alpha, & x_0 + u \cdot j \cdot t < x \leq x_0 + y_0 ctg\alpha, \\ (x - x_0 - y_0 ctg\alpha - u \cdot j \cdot \Delta t)tg\alpha, & x_0 + y_0 ctg\alpha < x \leq x_0 + y_0 ctg\alpha + u \cdot j \cdot t, \end{cases} \quad (4)$$

где j – шаг по времени, то есть $t = j \cdot \Delta t$. Увеличение нагрузки происходит согласно (4), пока над точкой с координатой $(x_0 + y_0 \cdot ctg \alpha)$ не будет достигнута максимальная высота поднятия, равная y_0 . Этот момент времени определяется условием $j \leq j_0 = \text{Int}[(y_0 \cdot ctg\alpha)/(u \cdot \Delta t)]$, где Int – целая часть числа. После этого при $j \geq j_0$ мощность дополнительной нагрузки непосредственно над зоной надвига не меняется во времени, то есть

$$dep(x) = \begin{cases} (x - x_0)tg\alpha, & x_0 \leq x \leq x_0 + y_0 ctg\alpha, \\ y_0, & x_0 + y_0 ctg\alpha < x \leq x_0 + u \cdot j \cdot \Delta t, \\ y_0 - (x - x_0 - u \cdot j \cdot \Delta t)tg\alpha, & x_0 + u \cdot j \cdot \Delta t < x \leq x_0 + y_0 ctg\alpha + u \cdot j \cdot \Delta t, \end{cases} \quad (5)$$

пока не завершён процесс надвига и горизонтального сокращения. Подпрограмма, реализующая функцию $dep(x)$, использовалась для определения нормального напряжения, равного литостатическому давлению $P_1(x)$ справа от разлома, учёта эрозии и осадконакопления в процессе формирования рельефа поднятия, а также при определении последовательности перемещения элементов при решении тепловой задачи (тонированная область на рис. 5). Предполагается, что на фронте надвига нависающий клин разрушается и опускается на поверхность.

Автор благодарит чл.-корр. РАН В.П. Трубицына за ценные замечания к рукописи

Список литературы

Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение

материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. № 1. С. 12-24.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.

Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли. 2005. № 3. С. 68-70.

Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия «Геология и разведка». 2008. № 6. С. 68-73.

Парфенюк О.И. Исследование тепловых условий генерации гранитных расплавов в областях коллизии (на основе численного моделирования) // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 3(12). С. 11- 20.

Парфенюк О.И. Влияние эрозии коллизионных поднятий на структуру надвиговых зон и процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. 2. С. 61-66.

Парфенюк О.И., Маршалль Ж.-К. Моделирование эволюции структуры глубинных надвиговых зон методом конечных элементов (на примере зоны Капускейсинг, Канада) // Физика Земли. 1993. № 7. С. 32-39.

Парфенюк О.И., Маршалль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперитор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22-32.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Ребецкий Ю.Л. Особенности напряженного

- состояния внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: ИФЗ, 2012. Т. 2. С. 43-60.
- Розен О.М.* Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита // Геотектоника. 1995. № 2. С. 3-14.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Соколов С.Д.* Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3-19.
- Chamberlain C.P., Karabinos P.* Influence of deformation on pressure – temperature paths of metamorphism // *Geology*. 1987. V. 15. № 1. P. 42-44.
- Clauser C., Gieses P., Huenges E. et al.* The thermal regime of the crystalline continental crust: implications from the KTB // *JGR*. 1997. V. 102. № B8. P. 18417-18441.
- England P.C., Thompson B.* Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // *Journal Petrology*. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894-955.
- Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P.* Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sashigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1987. V. 24. № 8. P. 1583-1594.
- Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // *Journal of the Geological Society*. 2000. V. 157. P. 577-587.
- Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H.* Radioelement concentration in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure // *JGR*. 1981. V. 86. № B11. P. 10639-10652.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.* The thermal structure and thickness of continental roots // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 93-114.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.* Constraints on crustal heat production from heat flow data // *Treatise on Geochemistry*, V. 3: The Crust. Ed. By R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier Sci. Pub., 2004. P. 65-84.
- Nicolaysen L.O., Hart R.J., Gale N.H.* The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow // *JGR*. 1981. V. 86. № B11. P. 10653-10661.
- Nyblade A.A., Pollack H.N.* A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere // *JGR*. 1993. V. 98, № B7. P. 12207-12218.
- Parphenuk O.I., Dechoux V., Mareschal J.-C.* Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1994. V. 31. № 7. P. 1227-1234.
- Percival J.A., West G.F.* The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1994. V. 31. № 7. P. 1256-1286.
- Reddy J.N.* An introduction to the Finite Element Method. McGraw-Hill, New-York, 1984. 459 p.

ΠΑΡΦΕΝΙΟΥΚ

**ANALYSIS OF THE COLLISIONAL UPLIFTS EROSION INFLUENCE ON
THE OVERTHRUSTED STRUCTURES AND THE PROCESS OF DEEP
CRUSTAL ROCKS EXHUMATION (NUMERICAL MODELING)**

O.I. Parphenuk

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

The investigation of collisional structures is being conducted using the complex model of thermal and mechanical evolution of overthrusting zone for the rheologically layered lithosphere, which includes brittle upper crust and the lower crust and lithospheric upper mantle with different effective viscosity values. Finite element models with Lagrangian approach were used to simulate the problem. Horizontal shortening leads to the upper crust overthrusting along the fault zone, additional loading to the lower layers and erosion of the uplift. These processes are compensated by ductile flow of the lower crust and the upper mantle. The calculations with different erosion rates (0.25 – 5 mm/yr) show that this parameter has a weak effect on the postcollisional uplift value, which is determined chiefly by the viscosity values of the lower crust and lithospheric upper mantle. But denudation results in different metamorphic crustal rocks exposure.

Keywords: lithosphere, the Earth's crust, collision, overthrusting, erosion, rheology.