

УДК 551.2:550.3

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ СУБДУКЦИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ: УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОТЕКАНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СУПЕРКОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

С.П. Завьялов¹, В.С. Захаров^{1,2}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

² Университет «Дубна», Московская область, Дубна

Поступила в редакцию 11.10.16

Многие проблемы докембрийской геодинамики остаются нерешенными в связи с неопределенностью целого ряда физических (температурный режим, мощность литосферы, мощность коры и др.) и химических (состав мантии, состав земной коры) параметров, существенно различавшихся по сравнению с современными условиями. Наличие метаморфических пород сверхвысоких давлений в складчатых областях считается надежным индикатором континентальной субдукции во время субдукционно-коллизийных процессов. Малое число орогенов, содержащих ультравысокобарные метаморфиты докембрийского возраста, дает основания полагать, что субдукция континентальной коры в это время являлась очень редким явлением. В настоящей работе приводятся результаты численных суперкомпьютерных расчетов, выполненных на основе петрологическо-термомеханической модели, в которых исследуется развитие коллизии при конвергенции двух континентальных плит мощностью 140–250 км со скоростью 5 см/год. В модели принято, что температура верхней мантии превышает современные значения на 130–150°C, радиогенная теплогенерация континентальной коры выше современной в 1,5 раза. Результаты показывают, что даже в условиях палеопротерозоя континентальная субдукция может быть достаточно типичным процессом в ходе коллизии. Основным параметром, наиболее существенно влияющим на стиль континентальной субдукции, является строение континентальной коры. Рассмотрены два вида континентальной коры: однородная кислого состава и двухслойная с кислым верхним слоем и основным нижним. Для первого типа коры характерны краткосрочные погружения в мантию, длящиеся не более 5 млн лет и быстрая эксгумация (менее 1 млн лет). Для второго типа характерна более стабильная субдукция, продолжающаяся более 15 млн лет.

Ключевые слова: докембрий, континентальная коллизия, субдукция, тектоника плит, численное моделирование, суперкомпьютеры.

Zavialov S.P., Zakharov V.S. Paleoproterozoic continental subduction: Conditions and features from supercomputer simulation results. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2016. Volume 91, part 4–5. P. 103–116.

A number of issues concerning Precambrian geodynamics still remain unsolved because of uncertainty of many physical (thermal regime, lithosphere thickness, crust thickness, etc.) and chemical (mantle and crust composition) parameters, which differed considerably comparing to the present day values. The presence of ultra-high pressure metamorphic (UHPM) rocks in collisional orogens is considered to be reliable indicator of continental subduction. Low spread of Precambrian UHPM terranes gives reason to believe that subduction of continental crust was not common. In this work we show results of numerical supercomputations based on petrological and thermomechanical 2D model, which simulates the process of collision between two continental plates, each 140–250 km thick, with convergence rate 5 cm/year. In the model, the upper mantle temperature is 130–150°C higher than the modern value, while the continental crust radiogenic heat production is higher than the present value by the factor of 1,5. The results showed that even in the Paleoproterozoic conditions continental subduction is widespread process. The primary parameter, which has the most significant influence on continental subduction style, is composition of the continental crust. The 2 following archetypal settings of continental crust composition are examined: 1) completely felsic continental crust; 2) basic lower crust and felsic upper crust. Continental subduction with the felsic crust is short-termed and lasts less than 5 Ma. Rocks exhume very fast (< 1 Ma). In the case of basic lower crust, a continental subduction is more stable and last over 15 Ma.

Key words: Precambrian, continental collision, subduction, plate tectonics, numerical geodynamics, supercomputing.

Геодинамика Земли в докембрийское время и механизмы процессов, протекавших в этих условиях, все еще недостаточно изучены, что объясняется, в первую очередь, почти полным отсутствием фактических данных. Существующие геофизические методы позволяют исследовать только современное глубинное строение Земли, древнее же строение остается практически неизвестным.

В частности, до сих пор дискуссионным остается вопрос о том, какой геодинамический режим имел место в архейское и протерозойское время и насколько он отличался от современного. Принято считать, что в геодинамике архея преобладала плюмовая тектоника (Сорохтин, Ушаков, 2002). Специфике архейских структурно-вещественных комплексов посвящена обширная литература, например (Моралев, Глуховский, 2001; Хаин, 1993, 2003; de Wit, 1998 и др.). Многие аспекты тектоногенеза докембрия вызывают разногласия у специалистов, однако почти все они едины в том, что переход от плюм-тектоники к тектонике литосферных плит произошел именно в архее. Вопрос о времени этого перехода решается неоднозначно. Некоторые авторы (Kumazawa, Maruyama, 1994) считают, что это произошло около 4 млрд лет назад, другие (Kroneg, 1981) – от 3,5 до 3,0 млрд лет назад. Многие исследователи (Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988; Smithies et al., 2007; Windley, 1977) приводят убедительные аргументы в пользу того, что плейтектонический стиль развития литосферы начинается в мезоархейское время. При этом отмечается, что в период 3,0–2,7 млрд лет назад имел место значительный всплеск тектонической активности и интенсивный рост континентальной коры (Сорохтин, Ушаков, 2002; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 2008). Наиболее эффективным механизмом роста (аккреция) континентальной коры в фанерозое является совокупность процессов субдукции, обдукции и тектонического скупивания на конвергентных границах литосферных плит. Большое влияние на структуру коры оказывает коллизионная тектоника. По мере накопления новых данных все больше фактов свидетельствует в пользу того, что именно в архее появились литосферные плиты с относительно мощной континентальной корой, начали действовать механизмы тектоники литосферных плит (Witze, 2006) и возникли условия для образования аккреционно-коллизионных систем или подвижных (складчатых, орогенных) поясов.

Важным предметом обсуждения, непосредственно связанным с вопросом о стиле тектоники, является термальное строение Земли в докембрийское время. Нет сомнений, что температура мантии была выше, чем сегодня. Однако оценки того, насколько выше, существенно расходятся. Так, согласно работам (Herzberg et al., 2010; Labrosse, Jaurpart, 2007), температура верхней мантии с архея по палеопротерозой была на 250–150°C выше современных значений. По другим данным (Campbell, Griffiths, 1992; Galer, 1991; Parman et al., 1997),

мантия в архее могла быть горячее сегодняшней не более чем на 100°C.

Еще одной проблемой является оценка мощности протерозойской литосферы. Существующие модели основаны на таких параметрах, как тепловой поток, геотермальный градиент, радиогенное тепловыделение и др. Для условий древней Земли эти параметры характеризуются большой степенью неопределенности, вследствие чего мощность континентальной литосферы оценивается в довольно широком диапазоне. Так, для палеопротерозоя в работах (Artemieva, Mooney, 2001; Rudnick et al., 1998) приводится диапазон значений от 120 до 260 км.

Большинство из существующих в настоящее время моделей строения континентальной коры предполагает, что она состоит из трех слоев, причем верхний сложен осадками, средний – породами кислого состава, а нижний – основными породами (Тейлор, Макленан, 1988; Rudnick, Gao, 2003; Rudnik, Fountain, 1995; Wedepohl, 1995). При этом большую часть толщи коры занимают два нижних слоя. Вместе с этим существуют указания на то, что и верхняя, и нижняя части континентальной коры имеют кислый состав (Hacker et al., 2011; Smithson et al., 1981) (рис. 1).

Как известно, геологическое строение докембрийских и фанерозойских коллизионных поясов существенно различается. Одно из главных отличий проявляется в наличии в последних метаморфических пород сверхвысоких давлений (Ultra High Pressure Metamorphism (UHPM)) и глаукофановых сланцев. Это дает весомые основания полагать, что стили коллизии в эти этапы развития Земли были разными. Принято считать, что образование UHPM связано с субдукцией и дальнейшей эксгумацией пород континентальной коры, которые происходят при конвергентных тектонических процессах с участием континентальных плит (или террейнов). Это хорошо согласуется с геологическими (Hacker et al., 2006) и геофизическими (Ford et al., 2006; Handy et al., 2010; Tetsuzo, Rehman, 2011; Zhang et al., 2009) данными, а также подтверждается многочисленными модельными экспериментами (Burov et al., 2014; Burov, Yamato, 2008; Gerya, Meilick, 2011; Hacker, Gerya, 2013; Sizova et al., 2014 и др.). Несмотря на существование гипотез, согласно которым избыток давления (нужный для образования UHPM) мог быть не литостатического характера (Mancktelow, 2008; Schmalholz, Podladchikov, 2013; Schmalholz et al., 2014), наличие UHPM-областей считается надежным свидетельством погружения континентальных пород на глубины более 90 км. Такое погружение может происходить во время континентальной коллизии, либо при эрозии континентальных пород пассивной окраины во время океанической субдукции (Hacker, Gerya, 2013).

Таким образом, континентальная субдукция признается большинством авторов наиболее правдоподобным объяснением погружения масс континентальной коры на большие глубины, достаточные для

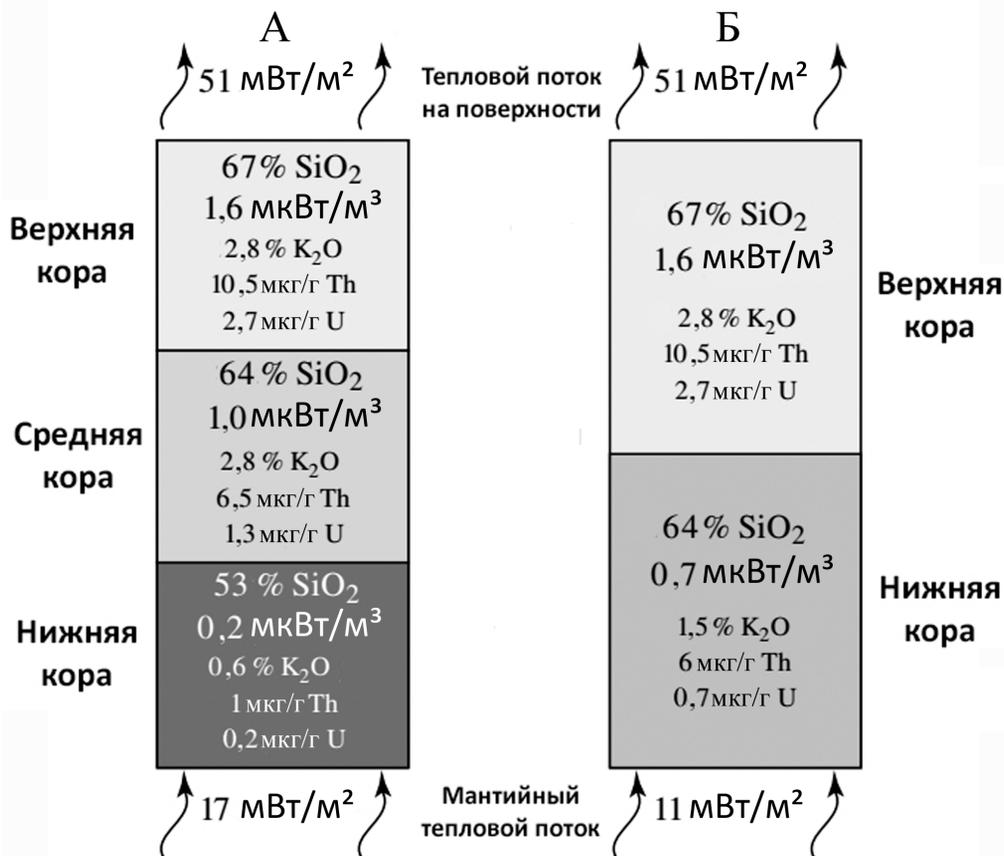


Рис. 1. Модели строения континентальной коры: А – по (Rudnick, Gao, 2003); Б – по (Hacker et al, 2011). Модель А предполагает трехслойное строение с двумя кислыми верхними слоями и основным нижним. Модель Б использует двухслойное строение континентальной коры, где оба слоя состоят преимущественно из пород кислого состава в результате реламинации

образования УНРМ-пород. Однако и у этой концепции есть дискуссионные аспекты. В частности, механизмы, способствующие погружению менее плотных по сравнению с мантией пород континентальной коры и нарушению изостатического равновесия, требуют более детального изучения. Кроме того, не очевидна взаимосвязь субдукции и эксгумации пород континентальной коры. Для формирования УНРМ-областей недостаточно только погружения континента на большие глубины. Помимо этого, требуется еще всплытие на поверхность (эксгумация). Условия эксгумации пород также нуждаются в более внимательном рассмотрении.

Изучению условий и механизма континентальной субдукции посвящено лишь относительно небольшое число опубликованных работ. Наиболее детальными и полными из них являются статьи (Burov et al., 2014; Hacker, Gerya, 2013). В этих публикациях на основе результатов численного моделирования рассмотрены реологические и геодинамические факторы субдукции и эксгумации континентальных пород во время коллизии. Эти авторы предложили классификацию взаимодействий континентальных блоков во время коллизии и выделили четыре вида таких взаимодействий. Они также определили три главных условия, при которых может происходить континентальная субдукция, а именно наличие:

- 1) достаточно значительных затягивающих/толкающих сил для литосферного слэба;
- 2) достаточно больших сил сцепления континентальной коры и подкоровой литосферы, препятствующих деляминации;
- 3) достаточной механической прочности погружающейся плиты для того, чтобы отрыв слэба не происходил слишком рано.

Выполнение первого условия во многом зависит от физических и геометрических параметров океанической литосферы. Обычно в качестве движущих сил коллизии принято рассматривать затягивание погружающегося литосферного слэба. Чем слэб тяжелее, тем затягивание сильнее. Однако в некоторых работах рассматривается коллизия под воздействием дополнительных сил, толкающих континентальные литосферные плиты, в результате чего происходит субдукция континентальных пород на большие глубины (до 200 км) и образование орогенов с чешуйчатыми надвигами (Perchuk et al., 2016). Второе условие определяется составом континентальной коры, мощностью и температурой на подошве. Так, например, если рассматривать континентальную кору полностью кислого состава, то литосфера получается реологически непрочной, что способствует отслоению подкоровой мантии. Третье условие – наиболее проблемное и неоднозначное для процесса коллизии. Дело в том, что

коллизийные процессы по сравнению с океаническими субдукциями обычно протекают медленнее (1–3 см/год). Высокая скорость конвергенции во время океанической субдукции позволяет океанической литосфере сохранить свою целостность, поскольку она не успевает сильно нагреться окружающей астеносферой (и, соответственно, потерять прочность). А медленно погружающаяся континентальная литосфера должна прогреваться и терять прочность еще до того, как достигнет ультравысокобарных глубин. Кроме того, низкие скорости деформации сами по себе способствуют проявлению вязкопластических свойств вещества, что также снижает прочность литосферы. В работе (Bugov et al., 2014) показано, что продолжительная континентальная субдукция возможна только в случае мощной холодной литосферы при относительно высокой скорости конвергенции (3–5 см/год). В иных случаях возможны только очень кратковременные погружения континентальных пород на большую глубину. Этими же авторами показано, что в целом континентальная субдукция – довольно распространенный процесс во время коллизии, однако она, как правило, очень скоротечна (не более 10 млн лет).

До недавнего времени считалось, что УНРМ-породы не свойственны архейско-протерозойским складчатым поясам, что предполагало бы отсутствие континентально-субдукционных процессов при орогенезе. Подавляющее большинство обнаруженных на сегодняшний день УНРМ-областей характеризуется фанерозойским возрастом. Действительно, повышенный термальный режим, который, несомненно, был присущ докембрию, сильно усложняет выполнение трех вышеуказанных условий континентальной субдукции. Целостность структуры и прочность литосферы в очень значительной мере зависят от температуры. Однако обнаруженные ультравысокобарные породы в Беломорском подвижном поясе (Morgunova, Perchuk, 2012; Perchuk, Morgunova, 2014) и Панафриканской складчатой системе (Jahn et al., 2001; John et al., 2004) свидетельствуют о том, что, по меньшей мере, в некоторых случаях континентальная кора могла погружаться на значительные глубины и затем всплывать даже в условиях докембрия.

Целью данной работы является определение на основе результатов суперкомпьютерного моделирования факторов и условий, при которых могла происходить континентальная субдукция во время коллизии при палеопротерозойском температурном режиме.

Описание модели

В работе используется алгоритм новых, хорошо зарекомендовавших себя термомеханических и петрологических двухмерных моделей (Gerya, 2010; Gerya, Yuen, 2003, 2007). Этот алгоритм предполагает решение полной системы уравнений движения, неразрывности и теплопроводности в сплошной

среде. При этом учитываются массовые силы, связанные с тепловыми и химическими неоднородностями, а также тепловые эффекты от адиабатического сжатия и расширения и вязкого трения. Решение системы этих уравнений получается методом конечных разностей на недеформируемой смещенной сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке и многосеточного алгоритма (так называемого геометрического мультигрида). Моделирование палеопротерозойской коллизии осуществлено путем экстраполяции схемы современной коллизии (Gerya, 2014). При этом варьируются размеры и мощности структурных единиц (таких, как литосферные блоки, континентальная и океаническая кора и др.), их геометрические формы, температурный режим, радиогенная теплогенерация мантии и коры, их литологический состав, скорость конвергенции литосферных блоков, возраст океанической литосферы.

Используемые в данной работе модели (Gerya, Yuen, 2003) представляют собой разрез произвольной области до верхней мантии и воспроизводят взаимодействие двух движущихся навстречу континентов. Ширина моделируемой области составляет 4000 км, глубина – 400 км. Зона включает в себя континентальные блоки с двух- или трехслойной корой, океанический бассейн (с двухслойной корой) между ними, литосферу и астеносферу (рис. 2). Моделируемые процессы длятся от 30 до 50 млн лет. Разрешение моделей в разных вариантах составляет 2041×201 и 1021×101 узлов. Используется прямоугольная неравномерная сетка из эйлеровых узлов. Размер ячеек в центральной части моделируемой области (промежутки от 1600 до 3100 км) составляет 1×1 км (2×2 км – в моделях с низким разрешением), а в обрамлениях – 5×5 км (10×10 км). Для задания литологической структуры модели используются Лагранжевы маркеры, при этом каждый маркер обладает своими физическими свойствами в соответствии с заданной начальной литологией области, в которой он находится.

Для всех пород учтены следующие физические свойства: плотность, теплопроводность, температуры солидуса и ликвидуса, скрытая теплота плавления/кристаллизации, производство радиогенного тепла, энергия активации (минимальное количество энергии для образования химической реакции), материальная константа (константа, определяющая реологическое поведение тела) и коэффициент трения.

Для задания модели используется большое количество маркеров (более 30 млн), распределенных по всей области моделирования по очень плотной случайной сетке (между узлами основной сетки). С каждым новым шагом по времени маркеры в соответствии с уравнениями модели перераспределяются, отражая тем самым трансформацию литологического строения. Изменение положения маркеров позволяет моделировать деформацию среды, а также проследить эволюцию баротермальных усло-

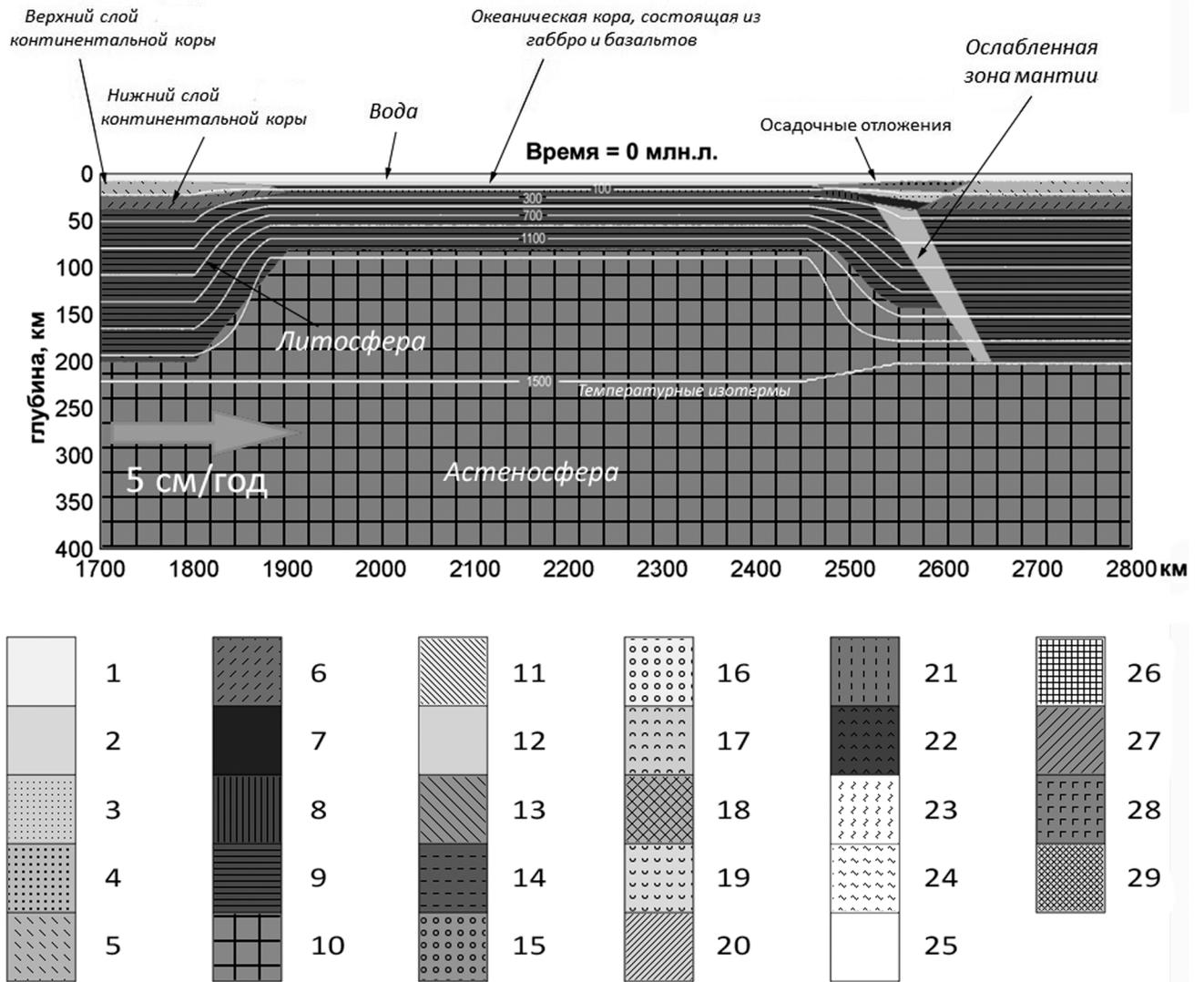


Рис. 2. Начальное состояние модели. Вещественная и тепловая структура. Изотермы даны в °С: 1 – воздух; 2 – вода; 3 – осадки 1; 4 – осадки 2; 5 – верхняя континентальная кора; 6 – нижняя континентальная кора; 7 – верхняя океаническая кора (базальты); 8 – нижняя океаническая кора (габбро); 9 – дегидратированная («сухая») литосферная мантия; 10 – дегидратированная («сухая») астеносфера; 11 – гидратированная литосферная мантия; 12 – гидратированная мантия; 13 – серпентинизированная литосфера; 14 – деплетированные перидотиты; 15 – закристаллизованные расплавы, экстрагированные из частично расплавленных метасадочных пород; 16 – закристаллизованные тоналит-трондьемит-гранодиориты (ТТГ), экстрагированные из частично расплавленного базальта; 17 – закристаллизованные ТТГ, экстрагированные из частично расплавленного габбро; 18 – закристаллизованные базальты, экстрагированные из частично расплавленного перидотита; 19 – частично расплавленные осадочные породы 1; 20 – частично расплавленные осадочные породы 2; 21 – частично расплавленная верхняя континентальная кора; 22 – частично расплавленная нижняя континентальная кора; 23 – частично расплавленные базальты; 24 – частично расплавленные габбро; 25 – частично расплавленная литосферная мантия; 26 – частично расплавленная астеносферная мантия; 27 – расплав (базальт, габбро), выплавленный из перидотита; 28 – кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из базальта; 29 – кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из габбро. Стрелкой показано направление движения континента

вий пород в любой интересующей области (P-T-тренды).

Используемая модель учитывает фазовые преобразования пород, в том числе и плавление, интенсивность которого зависит от P-T-условий и содержания флюида. Большое количество используемых в модели маркеров позволяет с высокой точностью наблюдать за образованием, развитием и миграцией расплавов, а также проследить за процессами генерации земной коры. Это дает возможность выявить характерные особенности динамики коллизионной зоны с высоким разрешением, но тре-

бует больших вычислительных ресурсов и является обоснованием применения суперкомпьютеров.

Используемые граничные условия предполагают свободное скольжение на верхней и боковой границах, в то время как нижняя граница открыта (Gorczyk et al., 2007). Такого рода условие нижней границы допускает случайность изгиба и проникновения слэба, но не учитывает влияние глубинных (более 400 км) его частей под воздействием динамики субдукции. Верхнюю границу литосферы можно рассматривать как свободную поверхность благодаря тому, что верхняя часть модельного до-

мена (18–20 км) характеризуется пониженной вязкостью (10^{18} Па·с) и плотностью (воздух, вода), что минимизирует сдвиговые напряжения ($< 10^4$ Па) в верхней части литосферы и фактически делает ее свободной поверхностью (см., например, Schmeling et al., 2006).

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова (суперкомпьютеры Ломоносов-1 и Чебышев) (Воеводин и др., 2012).

Результаты моделирования

Была выполнена серия модельных компьютерных экспериментов, включающая в себя 24 различных конфигурации. Учитывая обсуждавшуюся выше неоднозначность представлений о геодинамических и других условиях, имевших место в архее и палеопротерозое, в ходе моделирования нами использовались следующие диапазоны значений параметров. Мощность континентальной литосферы менялась от 140 до 250 км, что соответствует оценкам, приведенным в работах (Artemieva, Mooney, 2001; Rudnick et al., 1998). Мощность континентальной коры варьировала от 30 до 40 км. Изучалось влияние температуры подошвы континентальной коры, которая в наших моделях изменяется в диапазоне от 500 до 700°C. Возраст океанической литосферы в большинстве экспериментов составлял 40 млн лет, и, соответственно, ее мощность, определяемая по положению изотермы 1300°C (Теркот, Шуберт, 1985), составляла около 70 км. Также

были выполнены отдельные эксперименты, в которых океанская литосфера имела бóльший возраст (до 100 млн лет) и мощность (более 100 км). Начальный геотермальный градиент в верхней мантии принимался равным $0,5^\circ\text{C}/\text{км}$. При этом были рассмотрены два варианта теплового режима верхней мантии: на 130°C и на 150°C выше значений, принимаемых для современной геодинамики (рис. 3), что соответствует палеопротерозойским условиям (Abbott et al., 1994; Djomani et al., 2001). Радиогенное тепловыделение в континентальной коре было принято на уровне, превышающем современные значения в 1,5 раза. В проведенных экспериментах скорость конвергенции плит во время океанической субдукции составляла 5 см/год. Конвергенция на этапе коллизии осуществляется за счет затягивающих сил слэба. Ширина океанического бассейна, первоначально разделяющего континенты, составляла 600 км.

В предлагаемой работе основное внимание уделено изучению влияния строения континентальной коры на характер коллизии. С этой целью выполнены эксперименты, в которых для коры рассматривались варианты строения с различным соотношением пород кислого и основного состава. Результаты моделирования можно разделить на две категории в соответствии со строением континентальной коры. Первый рассматриваемый тип коры однороден и полностью состоит из пород кислого состава (Nacker et al., 2011). Строение второго типа двухслойное: верхний слой сложен породами кислого состава, нижний состоит из основ-

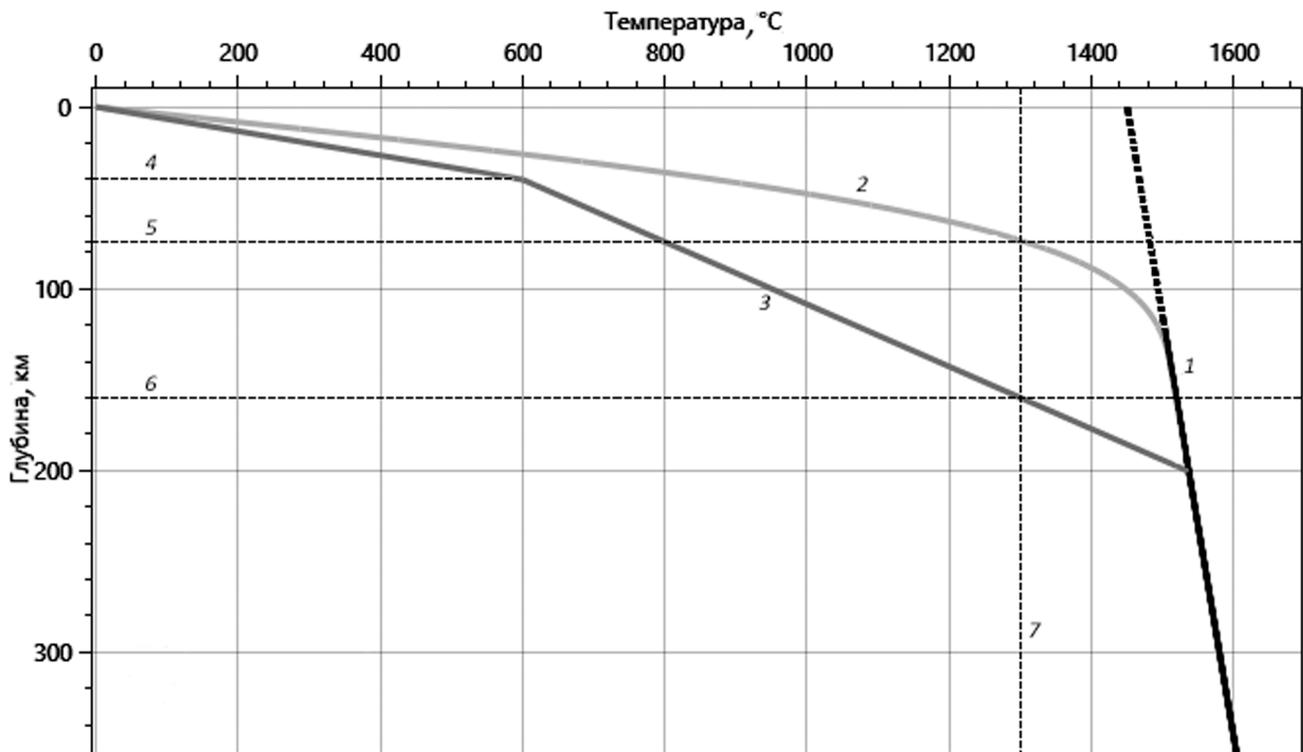


Рис. 3. Термальная структура модели (Теркот, Шуберт, 1985): 1 — мантйная адиабата; 2 — океаническая геотерма (для литосферы возрастом 40 млн лет); 3 — континентальная геотерма; 4 — уровень подошвы континентальной коры; 5 — уровень подошвы океанической литосферы; 6 — уровень подошвы континентальной литосферы; 7 — термальная граница литосферы

ных пород (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Rudnick, Gao, 2003). Мощности двух слоев во всех случаях одинаковы. Несмотря на то что для этих вариантов строения коры остальные параметры моделей задавались одинаковым образом, результаты получились принципиально разными. Поэтому мы рассмотрим их по отдельности.

Кислая кора. Для более наглядной иллюстрации внутрикоровых деформаций континентальная кора в модели представлена двумя слоями. Литологически два этих слоя идентичны и состоят из пород кислого состава с реологическими свойствами влажного кварцита (Ranalli, 1995) при плотности 2700 кг/м^3 и мощности радиогенного тепловыделения в 1,5 раза больше современных значений (Arevalo et al., 2009). Во всех моделях с однородной кислой корой развитие коллизии протекает в сходном режиме. Во время субдукции начинается дегидратация океанической литосферы, что ведет к ослаблению и последующему растяжению мантийного клина над погружающимся слэбом, в результате чего в нем начинается декомпрессионное плавление. Повышенный температурный режим,

делающий кору (особенно нижние ее слои) более пластичной, и плотностная неоднородность приводят к расслоению литосферы на мантийную и коровую части. Практически с самого начала коллизии у субдуцирующей континентальной плиты начинается быстрая деламинация (отслоение) коры, что делает дальнейшую континентальную субдукцию невозможной (рис. 4, а). Литосферная часть мантии стремится погрузиться в астеносферу вслед за слэбом, в то время как кислые породы коры, будучи слишком легкими, стремятся всплыть на поверхность (рис. 4, в; 5, а). Континентальная кора, оставаясь на поверхности, подвергается складчатым деформациям, а мантийная часть литосферы свободно погружается в астеносферу. При этом деламинация коры продолжает движение к активной окраине до полного контакта с ней (рис. 4, г; 5, б). В подкоровой мантии начинается интенсивное плавление. До начала деламинации краткосрочные погружения континентальных пород на глубины от 70 до 130 км наблюдаются на самых ранних этапах коллизии (рис. 4, б). Пассивная континентальная окраина сразу после окончания

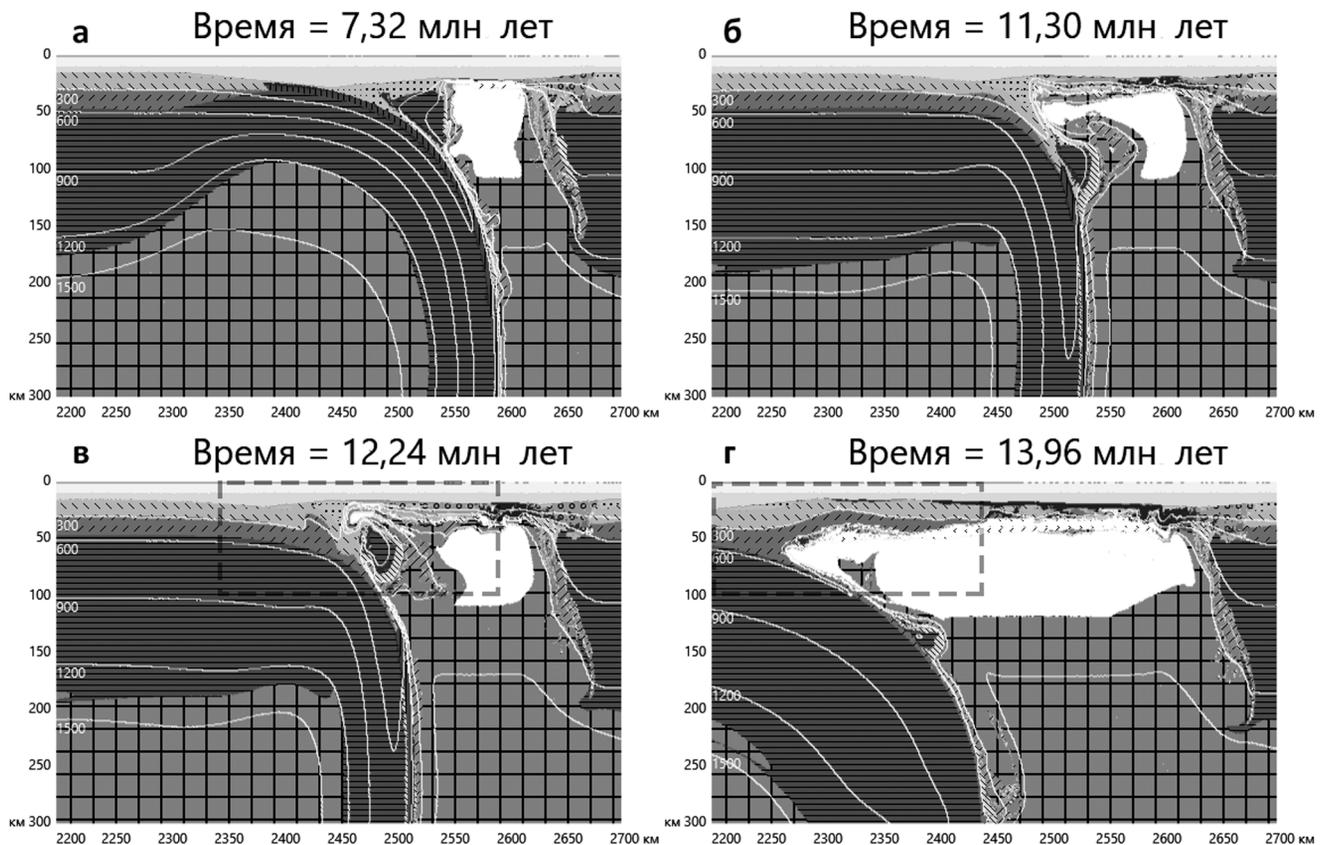


Рис. 4. Результаты моделирования. Типовой сценарий развития палеопротерозойской коллизии с кислой континентальной корой: а — конечная стадия океанической субдукции, декомпрессионное плавление мантийного клина на активной окраине; б — субдукция пород континентальной окраины; в — быстрая эксгумация континентальных пород; г — деламинация континентальной коры. Крупная сетка — дегидратированная астеносферная мантия; горизонтальные линии — дегидратированная литосферная мантия; косая штриховка на светло-сером фоне — верхняя континентальная кора, обратная косая штриховка на темно-сером фоне — нижняя континентальная кора; точки — осадки 1; жирные точки — осадки 2; вертикальные линии — океаническая кора; наклонные линии на светлом фоне — гидратированная литосферная мантия; кружочки на сером фоне — раскристаллизованные расплавы, экстрагированные из частично расплавленных метаосадочных пород; наклонные линии на темном фоне — расплав (базальт, габбро), выплавленный из перидотита; белая область — частично расплавленная литосферная мантия. Более подробно см. рис. 2

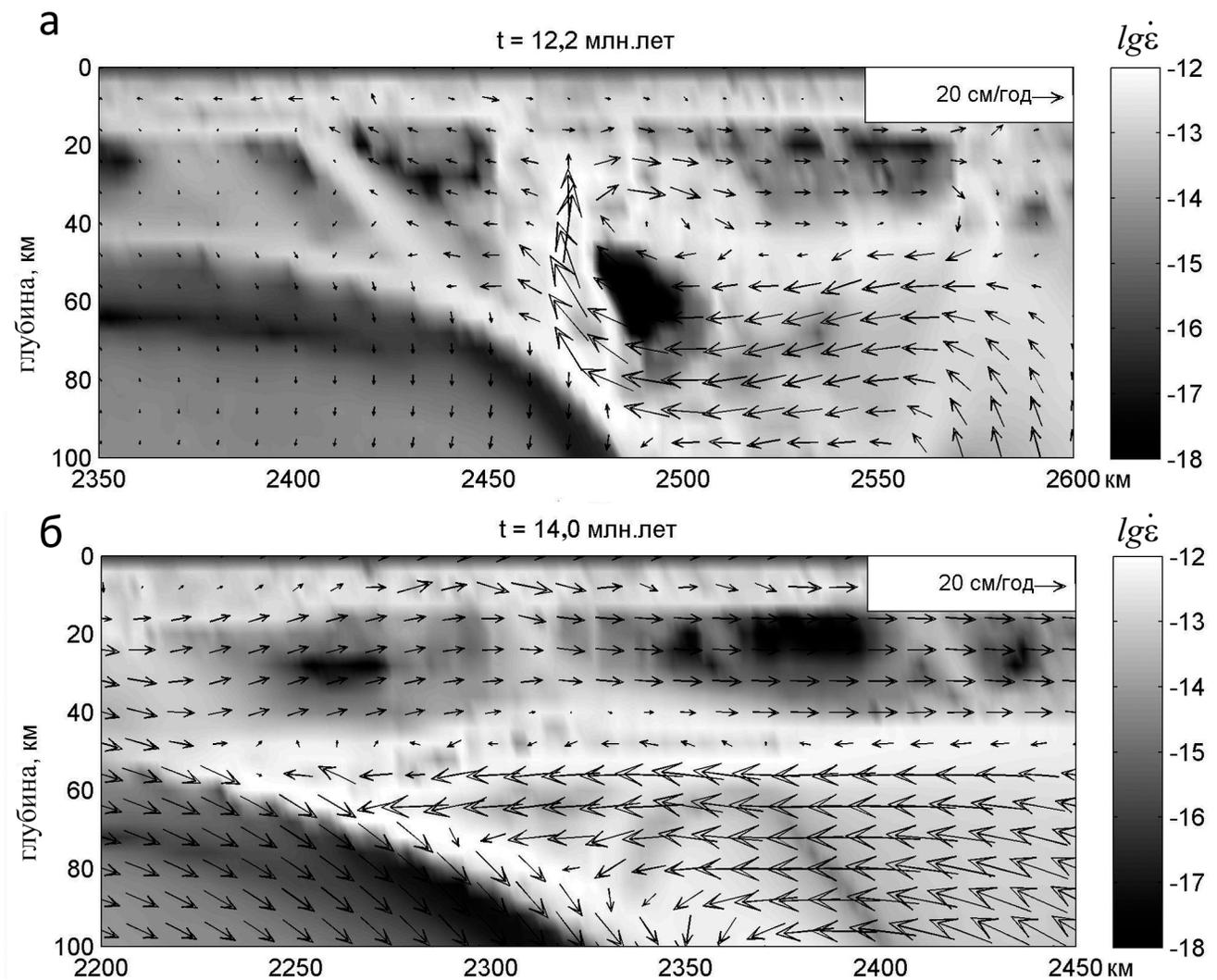


Рис. 5. Скорость движения (векторы) и скорость деформации $\dot{\epsilon}$ (с^{-1}) пород во время быстрой эксгумации кислых пород континентальной окраины: а – скорости во время эксгумации пород континентальной окраины (область показана рамкой на рис. 4, в); б – движение деламинированной коры в сторону активной окраины (область показана рамкой на рис. 4, г)

океанической субдукции под воздействием затягивающей силы слэба следует за ним, но это продолжается менее чем 3–5 млн модельных лет. Затем она быстро всплывает (менее чем за 1 млн лет), образуя разрывные нарушения (рис. 4, в). Как правило, деламинация начинается сразу после всплытия окраины (рис. 4, г).

Результаты моделирования показывают, что такого недолгого пребывания континентальной окраины на глубинах от 90 км достаточно для образования ультравысокобарных пород (рис. 6). Почти во всех моделях с кислой корой при ширине пассивной окраины не менее 100 км были обнаружены фрагменты континентальной коры, достигшие ультравысокобарных условий. Сверхвысокому давлению подвергались породы, погружившиеся на 80 км и более. Однако их количество очень мало. Кроме того, не было зафиксировано ни одного всплытия выше, чем на 40 км (подошва континентальной коры). Также следует обратить внимание на то, что деламинация континентальной коры происходит не строго по границе с мантией, а чуть выше.

Таким образом, на погружающейся в мантию части литосферы остается тонкий слой коровых пород, который погружается на большие глубины (рис. 4, г). Эксгумации пород из таких слоев зарегистрировано не было ни в одном из модельных экспериментов.

Как уже отмечалось, несмотря на вариации различных параметров, коллизия континентов кислого состава развивается однотипно. Изменения (в указанных выше диапазонах) таких параметров, как мощность литосферы, температура на подошве континентальной коры и мощность континентальной коры, проявляются лишь в количественных деталях. Стиль коллизии при этом остается одинаковым.

Температура на подошве континентальной коры, которая, как мы первоначально предполагали, должна существенно влиять на прочность связи между корой и мантией, фактически оказывает лишь небольшое воздействие на время начала деламинации и ее скорость. Повышенный температурный режим мантии делает этот параметр второстепенным. Так, при «холодной» и «средней» температуре

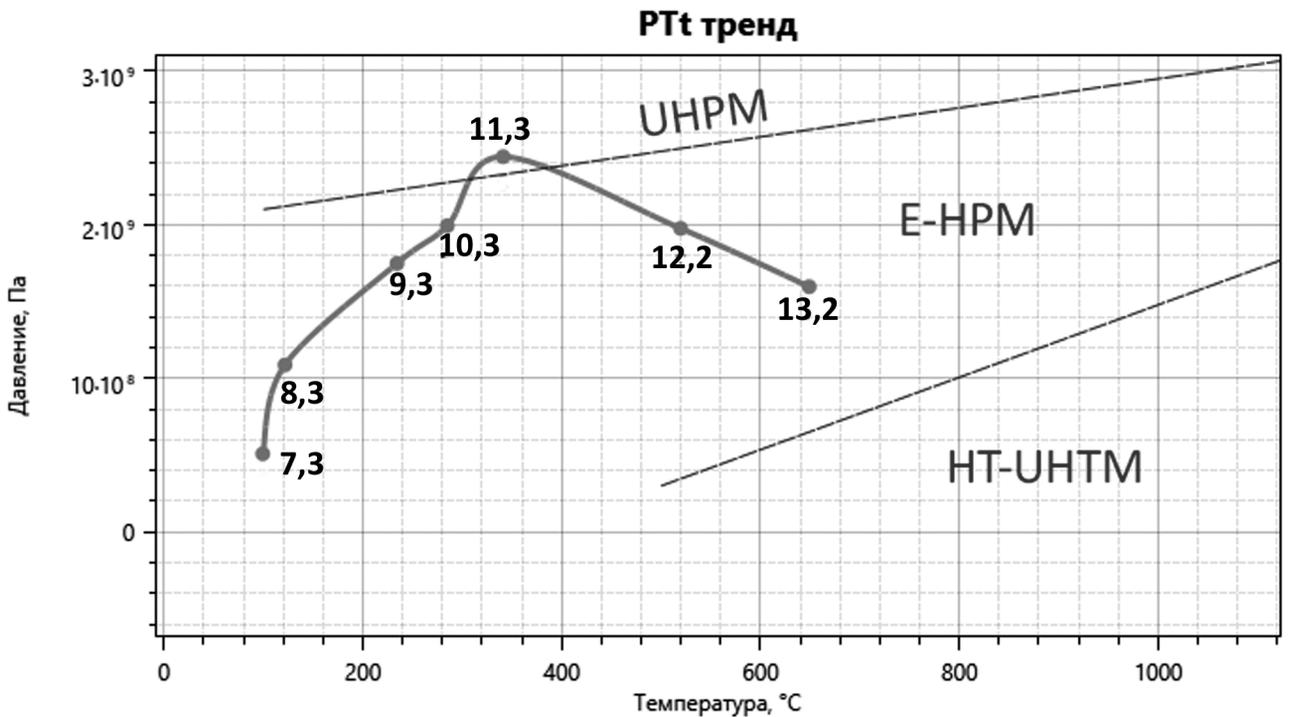


Рис. 6. P-T-t – тренд субдуцированных кислых континентальных пород, достигших ультравысокобарных условий. Широкой линией обозначена эволюция баротермальных условий фрагментов пород континентальной окраины. Пунктирными линиями обозначены границы перехода в различные типы метаморфизма в соответствии с подписями. UHPM – ультравысокобарный метаморфизм, E-HPM – эклогит-гранулитовый высокобарный метаморфизм, HT-UHTM – высокотемпературный-ультравысокотемпературный метаморфизм. Числами обозначено модельное время (млн лет)

Мохо (500 и 600°C соответственно) и литосфере мощностью 140 км деляминация начинается примерно через 9 млн модельных лет. При относительно высокой температуре Мохоровичича (700°C) деляминация начинается через 13–14 млн лет. При этом сам процесс отслоения проходит примерно на 15% быстрее. Значительно большее влияние на скорость деляминации и время ее начала оказывает мощность континентальной литосферы. Были проведены эксперименты со следующими значениями мощности: 140, 160, 180, 200 и 250 км. Результаты показали, что чем больше мощность литосферы, тем позже происходит деляминация. Так, если при относительно тонкой литосфере (140 км) деляминация начинается примерно через 9 млн лет, то при 250 км она начинается только через 22–23 млн лет. Это объясняется двумя причинами. Во-первых, для нагрева мощной литосферной плиты при погружении в мантию требуется больше времени. Как уже обсуждалось, связь между корой и мантией ослабевает из-за плотностного контраста и увеличивающейся из-за нагревания пластичности нижней коры. Во-вторых, мощная континентальная литосфера более инерционна и потому менее чувствительна к силе затягивания со стороны океанического слэба. Поэтому она погружается медленнее. Однако после начала погружения мощная литосфера начинает быстро тонуть и начинается деляминация, скорость которой втрое выше скорости протекания аналогичных процессов при тонкой плите (140 км).

Мощность континентальной литосферы оказывает также влияние на глубину погружения пассивной окраины, причем зависимость глубины субдукции окраины от мощности литосферы нелинейна. Так, в диапазоне толщины литосферы от 140 до 250 км наибольшее погружение окраины (около 130 км) было достигнуто при мощности 160 км. Наименьшее погружение (70 км) получено при толстой литосфере (250 км). В остальных случаях глубина погружения варьирует от 80 до 100 км. Это объясняется меньшей чувствительностью тяжелых литосферных блоков к затягиванию слэба и, следовательно, меньшей скоростью их начального погружения. Таким образом, континентальные массы не успевают погрузиться на большие глубины до того, как начинают всплывать.

Мощность континентальной коры рассматривалась в двух вариантах: 30 и 40 км. Результаты экспериментов показали, что толщина коры также лишь в не очень значительной степени влияет на время начала деляминации. Так, при менее мощной коре (30 км) и 160-километровой литосфере деляминация начинается через 13 млн лет, в то время как при мощности коры 40 км отслоение начинается раньше – приблизительно через 9 млн лет.

Таким образом, эти результаты показывают, что при кислой континентальной коре возможно лишь очень кратковременное (менее 5 млн лет) погружение континентальной окраины на относительно небольшие глубины. При этом лишь малая часть погруженных пород может достигать P-T-условий,

в которых возможно образование ультравысокобарных пород. Еще более проблематичным является их последующая эксгумация. Долговременная субдукция полностью кислой континентальной коры практически невозможна. Это обусловлено, главным образом, нарушением второго условия субдукции литосферы согласно (Bugov et al., 2014), т.е. условия сохранения связи коры и мантии. Плотностной контраст коры и подкоровой литосферы и повышенный термальный режим создают условия для расслоения континентальной литосферы даже при относительно холодной подошве континентальной коры (500°C). Исходя из всего вышесказанного, можно полагать, что при таких условиях в палеопротерозойское время не могли образоваться и сохраниться до наших дней УНРМ-орогены значимых масштабов.

Кислая верхняя кора и основная нижняя. В этой серии модельных экспериментов континентальная кора состояла из двух равных по мощности слоев. Верхний слой был сложен породами кислого состава плотностью 2700 кг/м³ и имел реологические характеристики влажного кварцита. Нижний слой был представлен породами основного состава плотностью 3000 кг/м³ и соответствовал реологии плагиоклаза (Ranalli, 1995).

Как и в предыдущей серии модельных экспериментов, развитие коллизии в случае коры такого строения происходит сходным образом при любых вариациях остальных параметров модели. Однако стиль коллизии в этом случае принципиально отличается от стиля коллизии в случае с кислой корой. Континентальная кора с основным нижним слоем ведет себя как более жесткое тело. Вследствие этого литосфера становится более устойчивой к расслоению и деляминация континентальной коры не происходит. Так же, как в первой серии экспериментов, имеет место декомпрессионное плавление из-за дегидратации океанической литосферы. После океанической субдукции начинается коллизия, движущей силой которой также является затягивание слэба. Часть литосферы левого континента испытывает медленное погружение в мантию. В процессе погружения литосферы при ее контакте с горячей астеносферой происходит также значительный прогрев погружающегося слэба, что вызывает понижение его прочности. Так продолжается до тех пор, пока не происходит отрыв слэба и его быстрое погружение в мантию. После этого конвергенция прекращается и начинается всплытие погруженных континентальных пород (рис. 7). При этом в зоне коллизии начинается плавление мантии, в результате чего плиты немного раздвигаются.

Субдукция континентальной коры наблюдалась во всех вариантах экспериментов данной серии. Погружение длится относительно долго (более 10–15 млн лет) и на большие глубины. Верхний кислый слой может погружаться на глубину до 150 км, а нижний основной – до 350 км. При этом

часть основной коры может оставаться на слэбе после его отрыва и тонуть вместе с ним. Кислые породы начинают всплывать до отрыва слэба, практически сразу после погружения. Часть из них может достигать поверхности. Основные породы начинают эксгумацию после отделения слэба и поднимаются не выше глубины 50 км. Эксгумация пород континентальной коры происходит в течение 5–10 млн лет.

Таким образом, континентальная субдукция прямо связана с отрывом слэба. Время отрыва слэба зависит от разных параметров. Например, в нашей предыдущей работе (Захаров и др., 2015) показано, что чем тоньше литосфера, тем быстрее происходит отрыв. В настоящем исследовании установлена аналогичная закономерность, но с некоторыми отличиями. Так, например, при толщине литосферы 140 км и температуре подошвы коры 600°C отрыв слэба произошел через 18 млн лет, а при толщине 160 км – через 40 млн модельных лет. При этом отрыв в обоих случаях происходит на уровне континентальной литосферы. Поэтому оторвавшийся слэб захватывает часть континентальной коры (рис. 8, а) Начиная с мощности литосферы 180 км, отрыв слэба приобретает иной характер: он происходит в пределах океанической литосферы (рис. 8, б). Такой отрыв происходит раньше, через 25 млн лет. При дальнейшем увеличении мощности литосферы отмечено аналогичное увеличение интервала времени до отрыва слэба. При очень мощной литосфере (250 км) отрыв слэба происходит через 36–37 млн лет.

Также весьма существенное влияние на время отрыва слэба оказывает температура на подошве континентальной коры. При прочих равных условиях ее рост способствует более раннему отрыву. Так, при тонкой литосфере (140 км) и «холодной» границе Мохо (500°C) отрыв происходит только через 37 млн лет, в то время как при температуре Мохо 600°C – через 18 млн лет, а при «горячей» температуре (700°C) – через 15 млн лет. Температура подошвы континентальной коры также может оказывать влияние и на глубину погружения верхней кислой континентальной коры. Сиалические массы «холодной» коры (500°C) при 140-километровой литосфере погружались не глубже, чем до 100 км, в то время как при температуре на границе Мохо 600–700°C они достигали глубины 150 км. Однако здесь следует отметить, что увеличение мощности литосферы также оказывает воздействие на максимальную глубину погружения. Обычно погружение кислых пород происходит до глубин 100–120 км.

Влияние мощности континентальной коры на континентальную субдукцию оказалось малозначительным. При коре мощностью 30 км глубина погружения кислых масс колебалась около отметки 100 км. Основной слой в этом случае субдуцирует на меньшие глубины (до 200 км), чем в случае с корой 40 км (до 350 км).

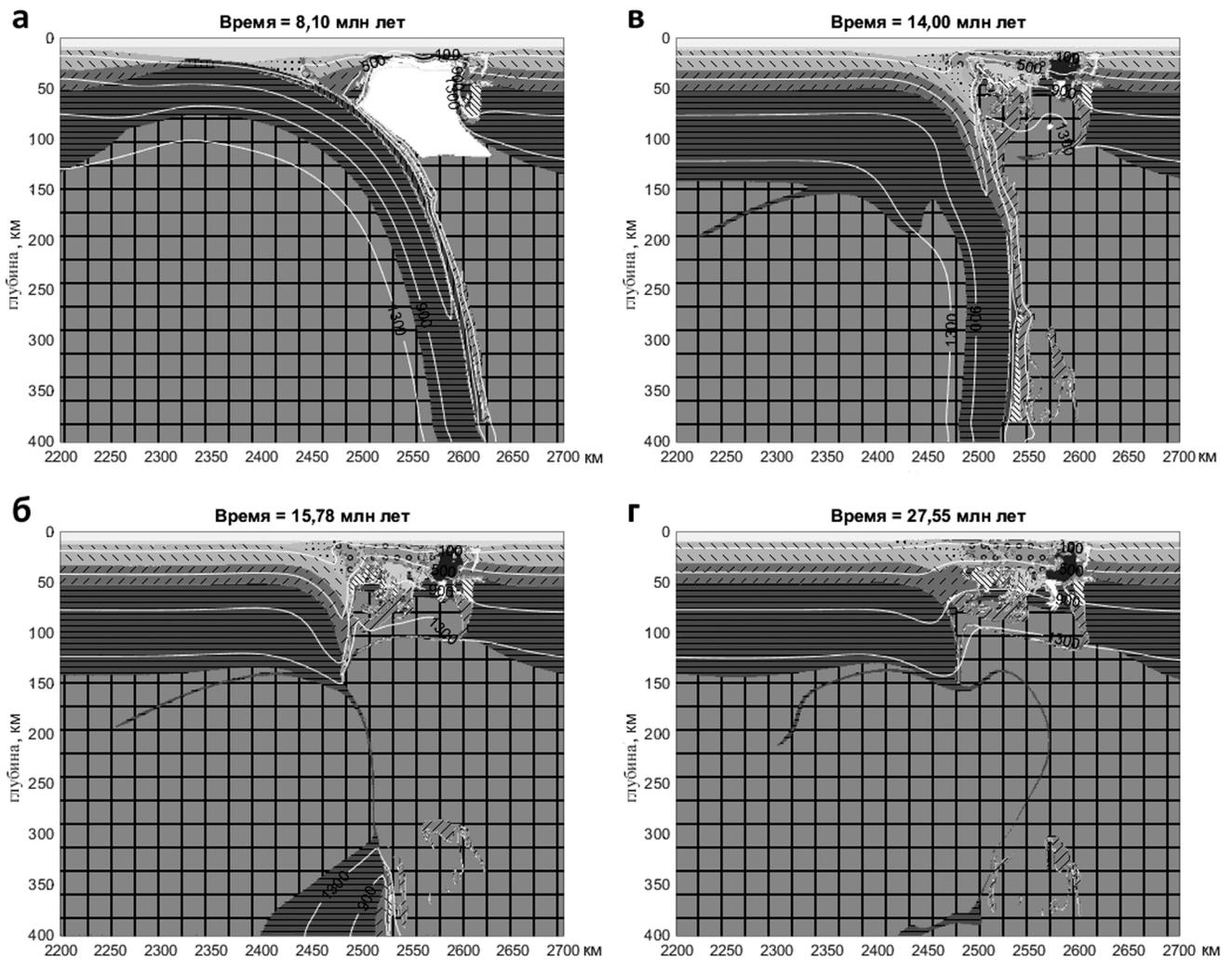


Рис. 7. Результаты моделирования. Типовой сценарий развития палеопротерозойской коллизии с двухслойной (верхней кислой и нижней основной) континентальной корой: а – конечная стадия океанической субдукции, декомпрессионное плавление мантийного клина и последующий отрыв крайней части континентальной коры с активной окраины; б – континентальная субдукция (основной слой погружается глубже кислого); в – отрыв слэба; г – эксгумация континентальных пород. Условные обозначения см. рис. 4

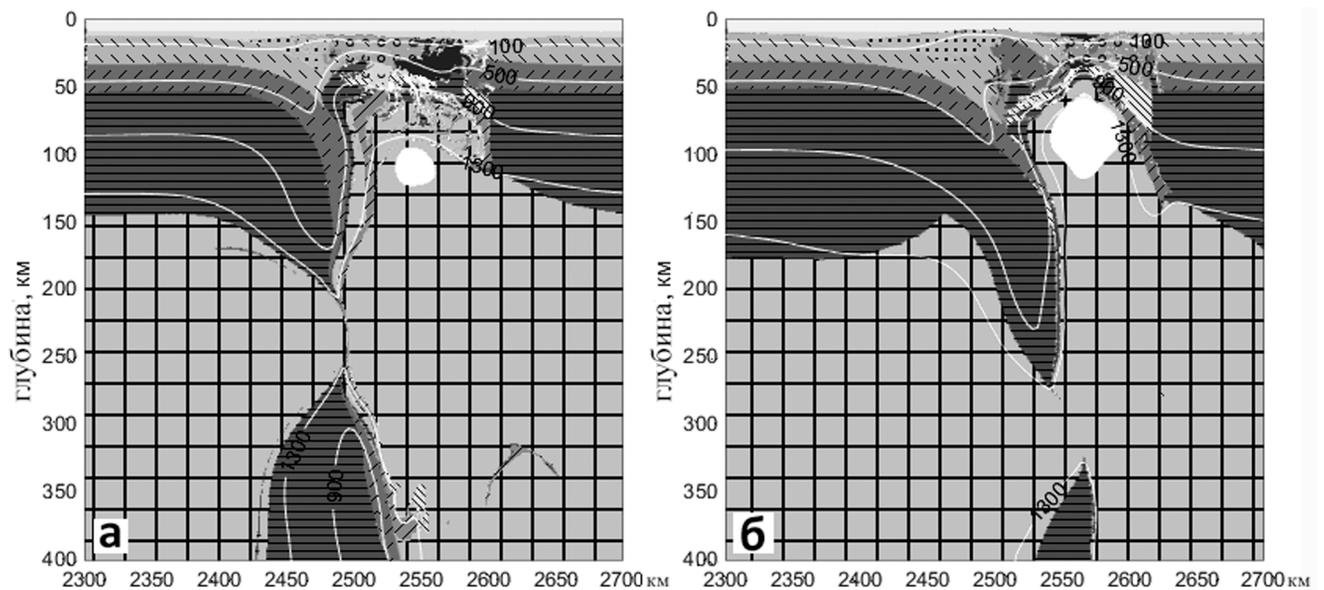


Рис. 8. Разные виды отрыва слэба: а – отрыв слэба в пределах океанической литосферы, происходящий при мощной континентальной литосфере (> 160 км); б – отрыв слэба в пределах континентальной плиты, происходящий при тонкой литосфере (≤ 160 км). Условные обозначения см. рис. 4

Кроме того, были проведены эксперименты с океанической литосферой возрастом 100 млн лет, что соответствует мощности около 135 км (Теркот, Шуберт, 1985). По нашему первоначальному предположению, более мощная океаническая литосфера могла бы усиливать затягивающее воздействие слэба. Однако результаты моделирования показали, что мощность океанической литосферы не оказывает существенного влияния на глубину континентальной субдукции. Это можно объяснить тем, что основной вклад в затягивающую способность слэба оказывают породы океанической коры, плотность которых после эклогитизации превышает 3700 кг/м^3 .

Следует отметить, что во всех проведенных экспериментах данной серии не наблюдалось преждевременного отрыва слэба. Его отрыв всегда происходил после погружения пород континентальной коры на глубину 90 км и глубже. Таким образом, в рамках рассмотренных вариаций управляющих параметров все три условия долгосрочной континентальной субдукции, по работе (Vugov, Yamato, 2008), выполнялись. При этом время отрыва слэба не оказывало влияния на глубину погружения кислых пород континентальной коры, поскольку они начинали всплывать ранее события отрыва. При мощности литосферы до 160 км глубина погружения основных пород коры зависит от времени отделения слэба: чем позже он отрывается, тем глубже погружение. При мощных континентальных литосферах (более 160 км) такая зависимость не прослеживается.

В большинстве модельных экспериментов этой серии было зафиксировано значительно большее количество вещества континентальной коры, попавшего в ультравысокобарные условия (рис. 9), по сравнению с моделями, включающими только кислую кору. Однако эксгумация этих пород происходила лишь до глубины около 50 км и не выше.

Заключение

При моделировании процесса континентальной коллизии в условиях с повышенной температурой мантии, соответствующих палеопротерозою, субдукция континентальных пород в различных проявлениях наблюдалась во всех проведенных нами модельных экспериментах. Выявлено, что параметром, оказывающим наиболее значительное определяющее воздействие на стиль континентальной субдукции, является строение континентальной коры. Остальные параметры модели оказали второстепенное воздействие на динамику коллизии, проявляющееся в ее количественных характеристиках. По продолжительности процесса выделены два вида континентальной субдукции: кратковременная (3–5 млн лет) и долговременная (более 10–15 млн лет). В результате можно сделать следующие выводы.

1. Континентальная субдукция на относительно большие глубины ($> 90 \text{ км}$) в условиях палеопротерозоя, как и в современных условиях, являлась достаточно распространенным закономерным процессом, имевшим место при континентальной коллизии.

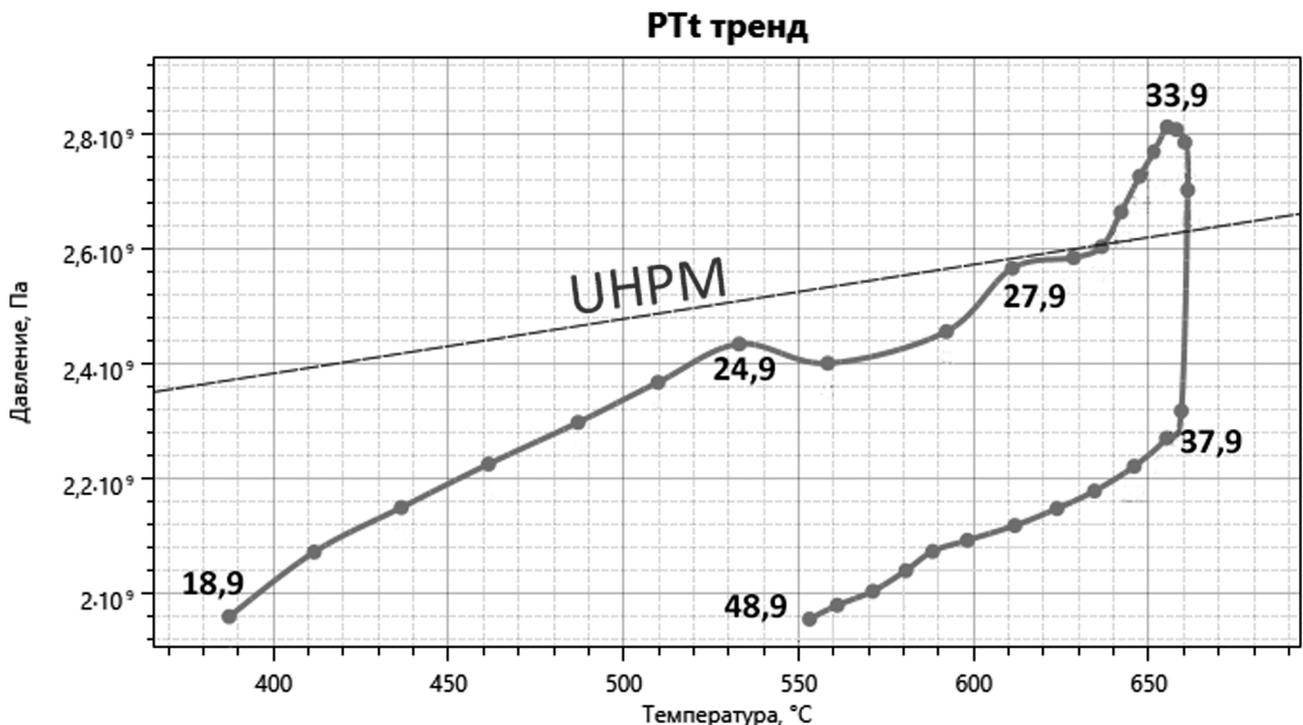


Рис. 9. P-T – тренд субдуцированных кислых и основных континентальных пород, достигших ультравысокобарных условий. Широкой линией обозначена эволюция баротермальных условий фрагментов пород континентальной окраины. Пунктирной линией обозначена граница перехода в ультравысокобарный метаморфизм (УНРМ). Числами обозначено модельное время (млн лет)

2. Характер континентальной субдукции определяется, главным образом, строением континентальной коры. Так, в случае кислой континентальной коры субдукция относительно кратковременна (менее 5 млн лет) и достигает глубин не более 100 км. В этом случае происходит очень быстрое всплытие (менее 1 млн лет) погруженных континентальных пород, что сопровождается разрывными нарушениями. В случае основной нижней коры континентальная субдукция более стабильная, она протекает дольше (более 15 млн лет) и происходит на большие глубины (до 350 км). Однако верхняя кислая кора и в этом случае погружается не более

чем до 100 км. Эксгумация пород коры происходит относительно медленно (5–10 млн лет).

3. Образование метаморфических пород сверхвысоких давлений во время палеопротерозойской коллизии и их последующая эксгумация – вполне вероятное, но скорее эпизодическое событие, и этот процесс нельзя считать крупномасштабным. Именно этим, по нашему мнению, объясняются крайне редкие находки таких пород в докембрийских орогенах.

Авторы выражают искреннюю благодарность Т.В. Гере за предоставленные программные коды для реализации моделирования и консультации в ходе исследования, а также А.Л. Перчуку за активную помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И.* Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.
- Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П.* и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2015. № 2. С. 3–9.
- Моралев В.М., Глуховский М.З.* Архейская и раннепротерозойская тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 50–90.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 506 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: В 2 т. М.: Мир, 1985. 725 с.
- Хаин В.Е.* Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1993. № 6. С. 38–42.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F.* An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, B7. P. 13835–13850.
- Arevalo R.D., McDonough W.F., Luong M.* The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 278. P. 361–369.
- Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 16387–16414.
- Burov E., Francois T., Yamato P., Wolf S.* Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks // Gondwana Res. 2014. Vol. 25, N 2. P. 464–493.
- Burov E., Yamato P.* Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable dynamics: insights from thermo-mechanical modeling // Lithos. 2008. Vol. 10, N 3. P. 178–204.
- Campbell I.H., Griffiths R.W.* The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the mantle // J. Geol. 1992. Vol. 92. P. 497–523.
- Condie K.C.* Did the character of subduction change at the end of the Archean? Constraints from convergent-margin granitoids // Geology. 2008. Vol. 36. P. 611–614.
- Djoman Y.H.P., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P.* The density structure of subcontinental lithosphere through time // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 184. P. 605–621.
- Ford M., Duchêne S., Gasquet D., Vanderhaeghe O.* Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps // J. Geol. Soc. London. 2006. Vol. 163. P. 1–12.
- Galer S.J.G.* Interrelationships between continental freeboard, tectonics and mantle temperature // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 105. P. 214–228.
- Gerya T.V.* Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2010. 345 p.
- Gerya T.V.* Precambrian geodynamics: concepts and models // Gondwana Res. 2014. Vol. 25. P. 442–463.
- Gerya T.V., Meilick F.I.* Geodynamic regimes of subduction under an active margin: effects of rheological weakening by fluids and melts // J. Metamorphic Geol. 2011. Vol. 29. P. 7–31.
- Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.
- Gerya T.V., Yuen D.A.* Robust characteristics method for modelling multiphase viscoelasto-plastic thermo-mechanical problems // Phys. Earth Planet. Interiors. 2007. Vol. 163. P. 83–105.
- Gorczyk W., Willner A.P., Gerya T.V.* et al. Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: numerical modelling // Phys. Earth Planet. Interiors. 2007. Vol. 163. P. 209–232.
- Hacker B.R., Gerya T.V.* Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism // Tectonophysics. 2013. Vol. 603. P. 79–88.
- Hacker B.R., Kelemen P.B., Behn M.D.* Differentiation of the continental crust by relamination // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 307. P. 501–516.
- Hacker B.R., McClelland W.C., Liou J.G.* (eds). Ultrahigh-Pressure Metamorphism: Deep Continental Subduction // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 403. 2006. 206 p.
- Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R.* et al. Reconciling plate tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps // Earth Sci. Rev. 2010. Vol. 102. P. 121–158.

- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 292. P. 79–88.
- Jahn B., Caby R., Monie P.* The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths, and tectonic implications // *Chem. Geol.* 2001. Vol. 178. P. 143–158.
- John T., Scherer E.E., Haase K., Schenk V.* Trace element fractionation during fluid induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu–Hf–Sm Nd isotope systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 227. P. 441–456.
- Kroner A.* Precambrian plate tectonics // *Precambrian plate tectonics.* Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 67–90.
- Kumazawa W., Maruyama Sh.* Whole Earth tectonics // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. Vol. 100, N 1. P. 81–102.
- Labrosse S., Jaupart C.* Thermal evolution of the Earth: secular changes and fluctuations of plate characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 260. P. 465–481.
- Mancktelow N.S.* Tectonic pressure: theoretical concepts and modelled examples // *Lithos.* 2008. Vol. 103, N 1–2. P. 149–177.
- Morgunova A.A., Perchuk A.L.* Petrology of Precambrian metaultramafites of the Gridino high-pressure complex (Karelia) // *Russian Geol. and Geophys.* 2012. Vol. 53, N 2. P. 131–146.
- Parman S.W., Dann J.C., Grove T.L., de Wit M.J.* Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton greenstone belt, South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 150. P. 303–323.
- Perchuk A.L., Morgunova A.A.* Variable p-t paths and hp-uhp metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 614–629.
- Perchuk A., Safonov O., Smit A. et al.* Precambrian ultrahot orogenic factory: making and reworking of continental crust // *Tectonophysics.* 2016 (in press).
- Ranalli G.* Rheology of the Earth. London: Chapman and Hall, 1995. 413 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 571–578.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Holland H.D., Turekian K.K., Rudnick R.L. (Eds.).* The Crust. Treatise on Geochemistry. 3. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003. P. 1–64.
- Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.* Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 145. P. 395–411.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high-pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. P. 1984–1988.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y., Duretz T.* 2-D numerical modelling of nappe formation and pressure–temperature evolution in a shortening heterogeneous crust: implications for high and ultrahigh pressure tectonism // *Tectonophysics.* 2014. Vol. 631. P. 212–250.
- Schmelting A., Reisinger W., Geserick G., Olze A.* Age estimation of unaccompanied minors: Part I. General considerations // *Forensic Sci. Intern.* 2006. Vol. 159. P. S61–S64.
- Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M.* Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 522–545.
- Smithies R.H., van Kranendonk M.J., Champion D.C.* The Mesoarchean emergence of modern-style subduction // *Gondwana Res.* 2007. Vol. 11. P. 50–68.
- Smithson S.B., Johnson R.A., Wong Y.K.* Mean crustal velocity: a critical parameter for interpreting crustal structure and crustal growth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53. P. 323–332.
- Tetsuzo S., Rehman H.U.* When and why the continental crust is subducted: examples of Hindu Kush and Burma // *Gondwana Res.* 2011. Vol. 19. P. 327–333.
- Wedepohl H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 59. P. 1217–1232.
- Windley B.F.* The Evolving Continents. Leicester: John Wiley & Sons, 1977. 385 p.
- Wit M.J. de* On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Res.* 1998. Vol. 91, N 1–2. P. 181–226.
- Witze A.* The start of the world as we know it // *Nature.* 2006. Vol. 442. P. 128–131.
- Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G.* The Dabie–Sulu continental collision zone: a comprehensive review // *Gondwana Res.* 2009. Vol. 16. P. 1–26.

Сведения об авторах: *Завьялов Сергей Петрович* – аспирант каф. динамической геологии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, *e-mail:* serhantes91@gmail.com; *Захаров Владимир Сергеевич* – докт. геол.-минерал. наук, доцент каф. динамической геологии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, *e-mail:* zakharov@geol.msu.ru