

О ГЕНЕЗИСЕ НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2018 Ю.Л. Ребецкий, В.В. Погорелов, Д.С. Мягков, В.А. Ермаков

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, e-mail: reb@ifz.ru

Изучается механизм генерации напряжений в Японской островной дуге тихоокеанской активной континентальной окраины. Основой исследований являются результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений и численное геомеханическое моделирование. Моделирование велось в двумерной упруго-пластической постановке методом конечных разностей, основным исследуемым параметром являлась структура получаемого напряженного состояния (ориентации главных осей тензора напряжений и другие параметры физического состояния). Установлено, что давление со стороны тихоокеанской зоны спрединга формирует режим горизонтального сжатия как в коре океанского, так и в коре континентального склона. Режим нагружения, отвечающий мелкомасштабной конвекции в астеносфере, хоть и не дал полного соответствия данными о природных напряжениях, но все же давал распределения напряжений более приближенные к природным. Выполненные численные расчеты показали, что эрозийные процессы (эскарпогенез) существенно улучшают результаты в модели с мелкомасштабной конвекции в астеносфере, формируя напряженное состояние наиболее, близкое к природному.

Ключевые слова: напряжения, островная дуга, литосфера, землетрясение, механизм нагружения.

В настоящее время при исследовании механизма формирования напряжений в коре активных континентальных окраин используются условия нагружения, вытекающие из концепции тектоники литосферных плит. При этом главными элементами математического моделирования является создание зоны опускания в задуговом море, зоны поднятия в островной дуге (ОД) и повышенного уровня напряжений в зоне соответствующей сейсмофокальной области (Демин, Никитин, 1991). В рамках этих взглядов в математическую модель обязательно вводится субдуцирующая океаническая плита, поддвигающаяся под ОД (рис. 1). Практически всегда для создания поддвига океанической плиты предлагается прикладывать горизонтальные силы со стороны океанического хребта. Генезис этих сил связывают по Дж. Уилсону (Willson, 1966) с восходящей ветвью мантийной тепловой конвекции. Другим источником подвига океанической плиты может являться сила тяжести, возникающая в погруженной и утяжеленной части океанической плиты — слэбе после метаморфических преобразований и удалении из нее части свободной и связанной воды. Третьим

источником сил для поддвигового движения океанической плиты также рассматривают тепловую конвекцию в верхней мантии. Подобного рода силы способны создать поддвиги в зоне сопряжения ОД и океанской плиты и сформировать деформации поверхности, близкие к наблюдениям. Существует много численных моделей, в которых изучался деформационный процесс зон субдукции, основанный на указанном наборе действующих внешних сил (François et al., 2014; Gerbault et al., 2009; Kaus et al., 2009; Nikolaeva et al., 2008). Сравнение полученных в них результатов с данными о природных напряжениях, представленными в работах (Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016), говорит о плохом их соответствии.

Согласно тектонофизической концепции изучения механизмов (Гзовский, 1975), ответственных за формирование деформаций в коре, подбор условий нагружения не должен ограничиваться только требованием формирования в деформируемом объекте геометрии, наблюдаемой в природе. Подбор условий нагружения по деформации внешних и/или внутренних границ объекта в этом случае соответствует

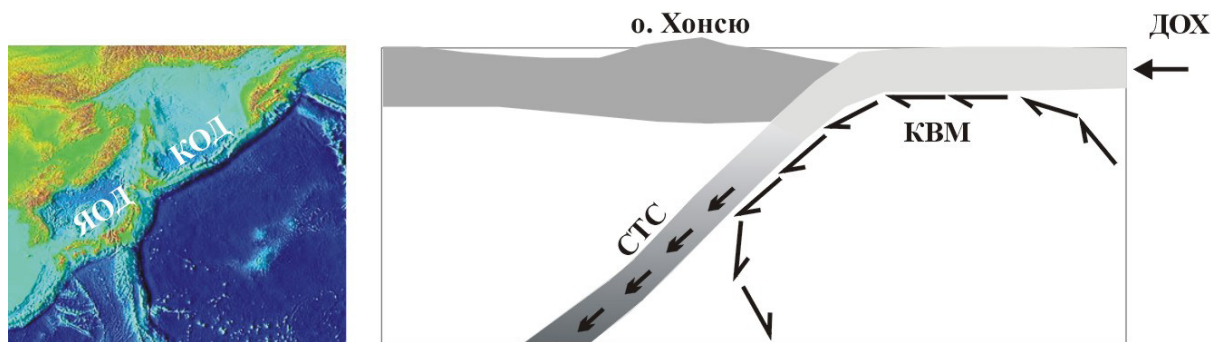


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая активные внешние силы в зоне субдукции. ДОХ — давление со стороны океанического хребта, КВМ — конвекция в верхней мантии, СТС — сила тяжести слэба. Слева показаны ОД вдоль северо-западной границы Тихоокеанской плиты (ЯОД — Японская ОД, КОД — Курильская ОД).

Fig. 1. A scheme illustrating the active external forces in the subduction zone. ДОХ — pressure from the ocean ridge, КВМ — convection in the upper mantle, СТС — gravity force of slab. The inset shows the OD along the Northwest boundary of the Pacific plate (ЯОД — Japanese OD, КОД — Kuril OD).

решению обратной задачи механики, которая, как известно, имеет неединственное решение. Правильный выход из этой проблемы состоит в привлечении дополнительных данных об изучаемом процессе, позволяющий сузить неединственность подбора механизма нагружения. В рамках наших исследований (Ребецкий, Мягков, 2016) подобными дополнительными данными предлагается рассматривать *тектонические напряжения*, полученные в изучаемом геологическом объекте по результатам тектоно-физической реконструкции (Ребецкий, 2003).

Районом исследований является литосфера Японской ОД и область сильнейшего землетрясения Тохоку с $M = 9.0$, произошедшего в 2011 г. Задача исследований состоит в поиске условий нагружения, ответственных за формирование напряженно-деформированного состояния, сложившегося в зоне субдукции о. Хонсю перед землетрясением Тохоку.

Особенность представленных здесь исследований состоит в том, что будет изучаться роль процесса эскарпогенеза, который определяет эрозию поверхности островов и снос эродированного материала в океанический желоб. Этот процесс часто упоминается (Ермаков, 1993, 2005) и даже включается в математическую модель, но при этом влияние этого процесса на напряженное состояние коры ОД никогда не исследуется.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

История вопроса. Как уже говорилось, главными ограничениями при выборе условий нагружения при геомеханическом моделировании является необходимость выполнения подобия модели и природного объекта не только по характеру деформируемой поверхности, но и по напря-

женному состоянию. В силу этого в начале нашей статьи представим основные закономерности распределения тектонических напряжений, которые формируются в субконтинентальной и океанской литосферах активных континентальных окраин. Здесь основным источником данных о напряжениях выступают механизмы очагов землетрясений. Первыми такими сведениями были карты осей главных напряжений, представленные в работах (Балакина, 1962; Введенская, 1961). Согласно этим данным оси максимального сжатия были субгоризонтальны и действовали ортогонально простиранию тальвега океанического желоба, а вдоль желоба ориентированы оси промежуточного напряжения.

Отметим, что цитируемые авторы отождествили с осями главных тектонических напряжений оси P и T отдельных сильных фокальных механизмов. Они считали, что разрушение в очаге совпадает с площадкой действия максимальных касательных напряжений. В дальнейшем в работах Б.В. Кострова (1975) этот «казус» был исправлен: показано, что оси P и T характеризуют только направления главных снимаемых напряжений. Совпадение этих осей с осями главных тектонических напряжений было бы возможно, если хрупкое разрушение в породах коры подобно разрушению металлов. В первом приближении хрупкое разрушение металлов происходит по площадкам действия максимальных касательных напряжений, в то время как разрушение горных пород происходит по площадкам скалывания, отклоняющимся от плоскости действия максимальных касательных напряжений на углы порядка $15-18^\circ$. Отметим также работу (McKenzie, 1979), в которой было показано, что положение осей максимального и минимального сжатия тектонических напряжений достаточно произвольно по отношению к нодальным плоскостям фокального механизма.

В работах (Ребецкий, 2009; Ребецкий, Полец, 2014) было показано, что на самом деле оси максимального сжатия в коре континентального склона о. Хонсю имеют систематический наклон в $20\text{--}30^\circ$ под океаническую литосферу. Соответственно оси минимального сжатия (максимального девиаторного растяжения) имеют субвертикальную ориентацию. Расчеты напряжений в указанных работах выполнялись на основе метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА), в котором каждое определение параметров тензора напряжений делается по данным о совокупности фокальных механизмов землетрясений, вошедших в однородную выборку (Ребецкий, 2003). Существует простое требование для землетрясений на вхождение в такую однородную выборку. Каждое из них должно приводить только к уменьшению упругой энергии в результате хрупкого разрушения в очаге. Это условие определяет наличие острого угла между направлением касательных напряжений на плоскости очага и направлением подвижки. Заметим, что это условие более физично, чем известное положение о совпадении в плоскости разрыва с направлением касательных напряжений искомого тензора напряжений (Bott, 1959; Wallace, 1951), из которого исходил Дан Маккензи (McKenzie, 1969).

Заметим, что в настоящее время забытый на какое-то время подход Л.М. Балакиной (1962) был реанимирован в работах М.Л. Зобак (Zoback, 1992; Zoback et al., 1989). Были созданы карты «Поле глобальных напряжений», в которых на самом деле показаны ориентации осей главных снимаемых напряжений, которые могут отличаться от положения главных тектонических напряжений на углы $15\text{--}30^\circ$. Положение не спасает даже привлечение статистики и использование для нахождения осей главных напряжений групп осей P и T механизмов очагов землетрясений.

Современные данные о природных напряжениях. В нашей работе используются данные о параметрах тензора напряжений, рассчитанные ранее (Rebetsky et al., 2016) для северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области в районе Японской ОД. Реконструкция напряжений в цитируемой работе была выполнена по механизмам очагов землетрясений, записи которых получены сейсмической сетью *f-net* за временной период с 01.01.2007 по 31.12.2010. Отметим, что сеть *f-net* создавалась в Японии после сильного землетрясения в Кобе 17 января 1995 г. $M_b = 7.3$, приведшего к гибели людей (около 5 000 человек) и ощутимым разрушениям. Базовая сеть из 31 сейсмической станции *f-net* была сформирована в 1995–1999 гг. В 2000–2002 гг. она была наращена до 77 станций и в дальнейшем по 2011 г. она пополнилась еще

7 новыми станциями (http://www.fnet.bosai.go.jp/st_info/station_map.php?LANG=en). Причем следует отметить, что часть из этих новых станций была расположена на малых островах континентального склона к востоку от о. Хонсю (Хатидзе — *OSW*, Микурадзима — *HJO* и Мияке — *HJO*), что позволило, начиная с 2002 г., получать в большом количестве данные о механизмах очагов землетрясений, гипоцентры которых находились к востоку от тальвега океанического желоба.

За рассматриваемый период времени (2007–2010 гг.) каталог землетрясений насчитывал 11114 событий при $M_w \geq 3.1$. Расчет напряжений осуществлялся в слоях коры мощностью в 20 км, середина которых располагалась на глубинах: 10 км; 20 км; 30 км; 40 км; 60 км; 80 км.

Напряженное состояние в верхней части сейсмофокальной области четко разделено тальвегом океанического желоба (рис. 2). К западу от него оси максимального сжатия погружены под океаническую плиту и их простирание субортогонально тальвегу. К востоку от тальвега оси этих напряжений субвертикальны, а субгоризонтальны уже оси минимального сжатия. При этом их простирание также субортогонально тальвегу желоба. В соответствии с указанной ориентацией осей главных напряжений тальвег желоба разделяет сейсмофокальную область на два типа напряженного состояния: горизонтального сжатия (к западу) и горизонтального растяжения (к востоку).

С глубиной режим напряженного состояния почти не изменяется (рис. 3). Исключение составляют самые глубокие слои, где в некоторых участках оси максимального сжатия постепенно изменяют направление погружения от ориентации поперек слэба (под океанскую плиту), до ориентации вдоль слэба (под субконтинентальную плиту). При этом простирания этих осей всегда ориентировано ортогонально к слэбу. Такая смена погружения осей главных напряжений приводит к тому, что поддвиговые касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, ориентированы от океана к континенту в восточной части сейсмофокальной области, а в глубине центральной ее части уже от континента к океану.

Следует обратить внимание на тот факт, что наиболее плотная по распределению гипоцентров часть сейсмофокальной области (рис. 4), вероятно, приурочена к континентальной коре и только в наиболее глубинной ее части (более 60 км) гипоцентры располагаются восточнее, за ее пределами (если это не погрешности в определении глубин гипоцентров).

Интерпретация напряженного состояния. Существует гипотеза, что землетрясения сбросового типа в океанической коре за тальвегом

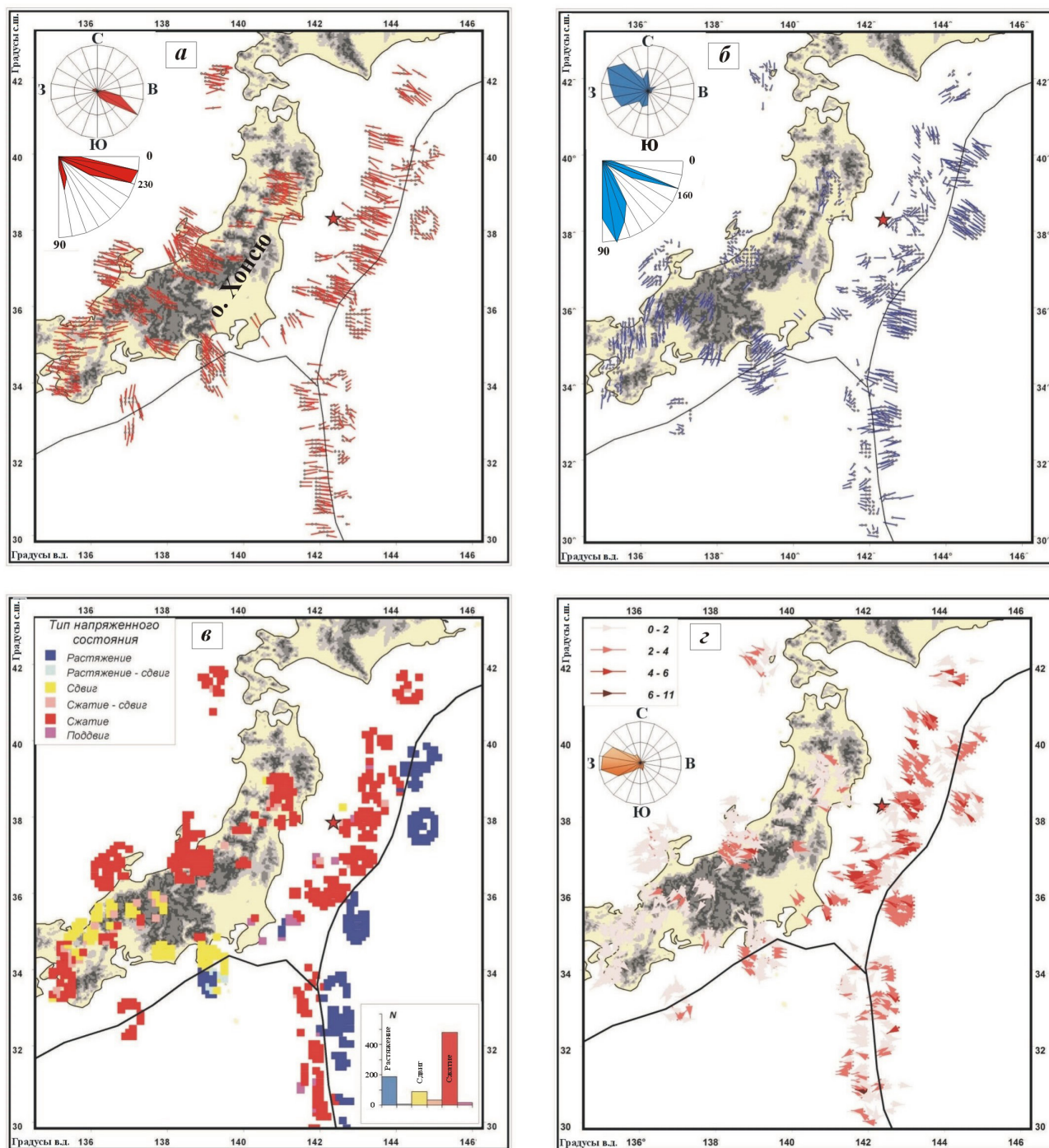


Рис. 2. Результаты расчетов параметров тензора напряжений в верхнем слое 0–20 км: Ориентация осей максимального (а) и минимального (б) сжатия, геодинамические режимы напряженного состояния (в), поддвиговые касательные напряжения (г), действующие на горизонтальных площадках с нормальными, ориентированными вертикально вниз. Вверху слева для (а, б, г) показаны роза-диаграммы азимутов простирания и углов погружения осей, внизу справа для (в) — диаграмма представительности различных геодинамических режимов. Звездочка на карте — положение начала «вспарывания» землетрясения.

Fig. 2. The results of calculations of the stress tensor parameters in the upper layer 0–20 km: Orientation of the axes of maximal (a) and minimum (б) compression, geodynamic regimes of the stress state (в), underthrusting shear stresses (г) acting on horizontal areas with normals oriented vertically downwards. At the top left for (а, б, г) shows the rose-diagram azimuth strike and angles of plunge axes, at the bottom right for (в) — diagram of the representativeness of different geodynamic regimes. Asterisk on the map denotes the position of the beginning of the «nucleation» earthquake.

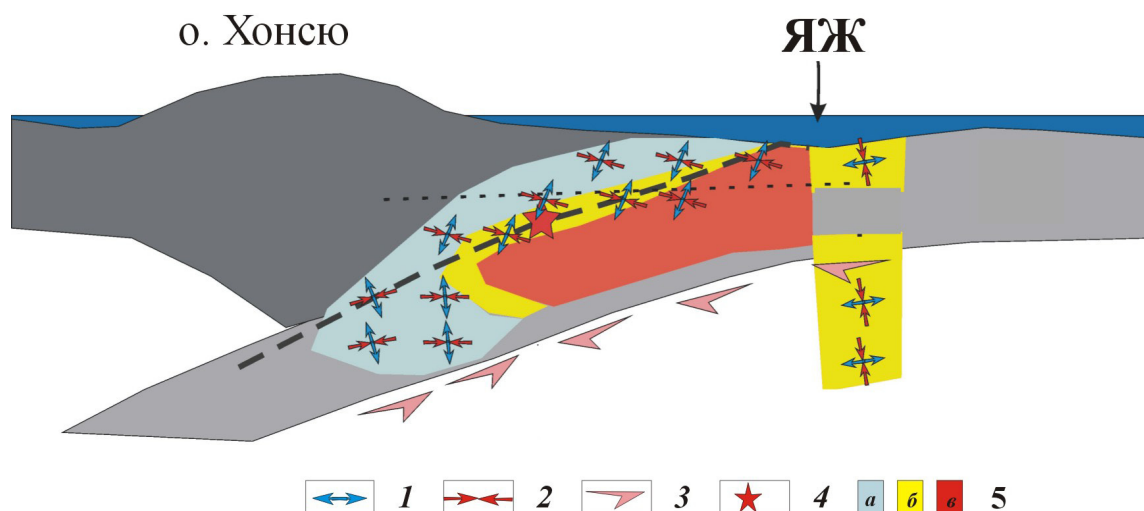


Рис. 3. Обобщенная модель напряженного состояния вертикального сечения сейсмофокальной области с данными об ориентации осей главных напряжений, направлениями поддвиговых касательных напряжений на подошве коры и интенсивности эффективного давления и девиаторных напряжений. Иллюстрация из работы (Rebetsky et al., 2016). ЯЖ — Японский желоб: 1 — оси растяжения; 2 — оси сжатия; 3 — касательные напряжения на подошве литосферной плиты; 4 — гипоцентр очага землетрясения Тохоку; 5 — интенсивность напряжений (а — низкая, б — средняя, в — высокая).

Fig. 3. Generalized model of the stress state of the vertical section of the seismofocal region with data on the orientation of the axes of the principal stresses, the directions of the underthrusting shear stresses on the bottom of the crust and the intensity of the effective pressure and deviatoric stresses. Illustration by (Rebetsky et al., 2016). JT — the Japanese Oceanic Trough: 1 — tension axes, 2 — compression axes, 3 — shear stresses on the bottom of the lithospheric plate, 4 — hypocenter of the Tohoku earthquake source, 5 — stress intensity (a — low, b — medium, b — high).

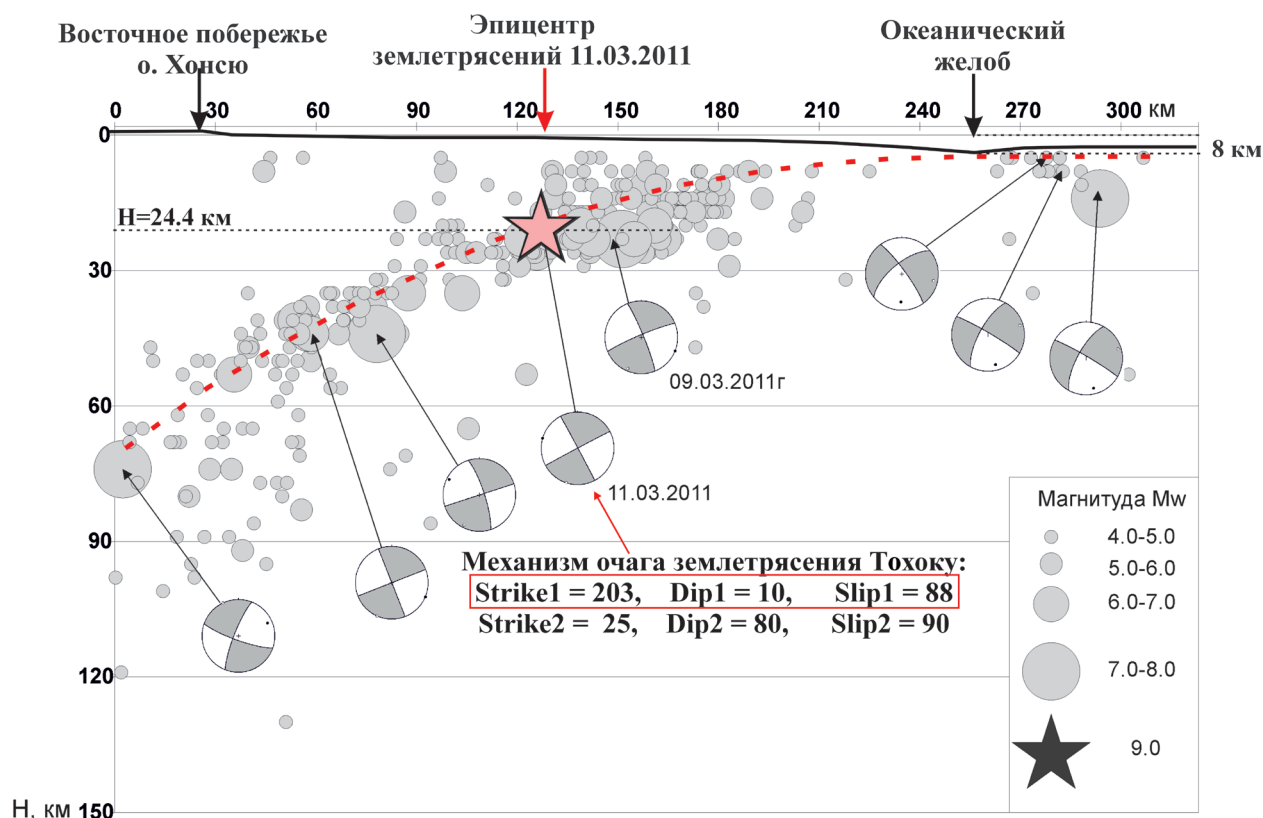


Рис. 4. Поперечное сечение зоны субдукции, наклон осевой части сейсмофокальной зоны (субдуцирующей плиты) по данным гипоцентров очагов землетрясений. Strike — азимут простирания; Dip — угол падения; Slip — угол подвижки.

Fig. 4. Cross-section of the subduction zone, the slope of the axial part of the seismofocal zone (subducting plate) according to the hypocenters of earthquake foci. Strike — trend azimuth; Dip — inclination. Slip — angle of movement.

желоба возникают после сильного землетрясения, произошедшего в континентальном склоне (Лобковский, Баранов, 1984). Предполагается, что океаническая литосфера после сильного землетрясения пододвигается в глубину и в тыльной ее части за тальвегом возникает локальное растяжение (рис. 4). Заметим, что такая интерпретация предопределяет в качестве активного блока участок океанической литосферы. Соответствующая интерпретация проводилась и для двух Среднекурильских землетрясений 2006 и 2007 гг., первое из которых имело механизм в очаге в виде взброса, а второе — в виде сброса (<http://www.globalcmt.org> — *Global CMT Project*).

Однако данные о механизмах очагов землетрясений японской части сейсмофокальной тихоокеанской области опровергают такую интерпретацию. В период с 1997 г. по 2011 г. здесь происходили землетрясения со сбросовым механизмом разрывообразования (Chiba, 2012; Hardebeck, 2012; Hasegawa et al., 2012; Lin et al., 2010). Наибольшее число их определений наблюдалось с 2003 г, после постановки трех дополнительных сейсмических станций на тихоокеанских островах. Гипоцентры таких землетрясений по данным каталога *Global CMT* расположены в верхней части океанской литосферы (глубины 15–25 км). В тоже время каталог *f-net* имеет большое число землетрясений к востоку от тальвега желоба с гипоцентрами более 30 км (около 100 км). Вероятно, эти глубокие землетрясения определены с большой ошибкой из-за внешнего расположения гипоцентров землетрясения по отношению к региональной японской сейсмической сети.

Именно наличие достаточного числа землетрясений, имевших сбросовый механизм, определили результат, полученный в работе (Rebetsky et al., 2016): поле напряжений в коре океанского склона к востоку от тальвега желоба до катастрофического Тохоку землетрясения уже имело режим горизонтального растяжения.

Заметим, что формирование землетрясений сбросового механизма вблизи тальвега желоба пытались также объяснить изгибом океанской плиты и возникающим из-за этого растяжением в верхней части коры (Шеменда, 1983). Поскольку до землетрясения Тохоку тальвег желоба являлся линией, разграничивающей механизмы взбросового (к западу) и сбросового типов (к востоку), то это означает, что максимальный изгиб океанической литосферной плиты должен находиться к востоку от тальвега. Сейсмологические данные (рис. 4), трассирующие осевую линию сейсмофокальной области, показывают, что максимальный ее изгиб наблюдается к западу от тальвега на расстоянии от него около 100 км в области погруженного слэба (глубины около 10 км).

При этом оцененный радиус кривизны сейсмофокальной области уменьшается от тальвега желоба к указанной области постепенно от 1500 км до 500 км.

В тоже время и по данным каталога *Global CMT* глубины землетрясений-сбросов достигают 25–30 км. Поскольку сейсмическая сеть IRIS, по которой определились гипоцентры, является глобальной, то можно ожидать, что точность определения глубин позволяет отличать приповерхностные землетрясения (0–10 км) от более глубоких (20–30 км). Глубины 20–30 км отвечают низам океанской литосферы. Поэтому можно говорить о том, что дополнительному растяжению, определяющему формирование к востоку от тальвега желоба геодинамического режима горизонтального растяжения, подвергается не просто верхняя часть изгибающейся коры, а вся океанская литосфера.

Таким образом, можно резюмировать, что в настоящее время не предложено адекватного механизма формирования растяжения в океанической литосфере за тальвегом желоба.

ЯПОНСКАЯ ОД

Тектоника и геодинамика. Область Японской ОД (рис. 1) неоднородна по геологическому строению. Приведенный здесь краткий обзор опирается в большей части на работу (Ермаков, 2005), в которой обобщены результаты нескольких десятков статей.

Остров Хонсю располагается на сочленении Тихоокеанской океанической и Евразийской континентальной плит. Северная часть о. Хонсю вытянута субмеридионально, причем и с севера, и с юга рассматриваемый участок заканчивается тройным сочленением литосферных плит: на севере к Евразийской и Тихоокеанской плитам примыкает Охотская континентальная плита, на юге — Филиппинская океаническая. Тихоокеанская плита со скоростью 83–90 мм/год (<https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>) пододвигается (субдуцирует) под о. Хоккайдо и северную часть о. Хонсю, которые относят к восточной части Охотской микроплиты. Южнее Тихоокеанская плита субдуцирует под островную вулканическую дугу, расположенную на восточной границе Филиппинской океанической плиты.

Японские о-ва характеризуются мощной (до 42 км) корой, в строении которой участвуют докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Островной склон Японского желоба образован тремя широкими (20–30 км) ступенями, в которых драгируются породы также от докембрия до кайнозоя, а их образование связывается с опусканием по

сбросовым нарушениям. Опускание континентального склона Японии (в районе о. Хонсю) с миоцена оценивается в 3–5 км. В западной Японии на о. Хонсю формация зеленых туфов залегает непосредственно на складчатом основании. Картируемая мощность островодужного комплекса около 3–5 км.

Тектонические элементы ЮЗ Японии (юг о. Хонсю, о. Кюсю, о. Сикоку и архипелаг Рюкю) закономерно омолаживаются с севера на юг. Северо-западная часть о. Хонсю относится к отчлененным террейнам, сложенным гнейсами и гранитами раннего протерозоя (платформы Янцзы), а восточная часть представляет метаморфиты (до амфиболитов) с возрастом (1000–250 млн лет), перекрытые чехлом вулканогенно-терригенных морских отложений (от среднего палеозоя до неогена). Южнее к указанным выше структурам присоединены более молодые террейны и гетерогенные блоки, в которых есть офиолиты (580–280 млн лет) и наборы островодужных, аккреционных и батинально-абиссальных комплексов возрастом вплоть до раннего миоцена (около 20 млн лет). Предполагается (Хаин, Лимонов, 2004), что столкновение этих блоков с материком сопровождалось фазами складчатости и внедрениями гранитоидов. Выше моноклинально (с падением на юг) залегает моласса среднего миоцена, которая по направлению к океану переходит в верхнемиоцен-четвертичные отложения преддугового прогиба. Далее на восток расположены глубоководные желоба Нанкай и Рюкю, внутренний борт которых сложен аккреционной призмой. Тектоническая зональность СВ Японии (север Хонсю, отделена от ЮЗ Японии правым сдвигом) осложнена тем, что помимо субдукции тихоокеанской коры (с востока под острова) происходила субдукция с запада (со стороны Японского моря). Зоны СВ Японии разделены левыми сдвигами, связанными с раскрытием Японского моря в миоценовое время.

Континентальный склон южной части Курильской ОД (рис. 1) или микроматериковой структуры) ограничен шельфом или аваншельфом и тальвегом глубоководного желоба. На глубинах 1000–3000 м наблюдается серия уступов, которые являются дизъюнктивной тектонической границей континентального склона со стороны ОД. Фронтальные впадины формируются с позднего плиоцена с амплитудой опускания 2600–3000 м (скорость 3 мм/год), а мощность осадков до 500 м (т.е. впадины некомпенсированные). Предшествующие позднекайнозойские впадины скомпенсированы осадконакоплением с мощностью осадков до 2.5–4.5 км (Ермаков, 1993). Скорости вертикальных движений в течение плейстоцена для островной суши

+0.8–1.1 мм/год, шельф и аваншельф: от +0.4; –0.12 (на –500 м) до –0.52 мм/год (на –1500 м). В позднем плиоцене суша — от Камчатки до Японии (край суши где-то на изобате 1000 м). На континентальном склоне часть осадочной толщи (от прогибов миоцен-плиоценового возраста) нарушена разломами плиоцен-плейстоценового возраста.

Сейсмические профили. В качестве объектов моделирования будет рассматриваться участок литосферы ОД, приходящийся на о. Хонсю. Границей раздела двух плит (Тихоокеанской и Евразийской) является ярко выраженный в рельефе (глубина >8 км) Японский желоб, который также является границей между описанной выше сменной характером напряженного состояния плиты. В наших исследованиях использовались данные сейсмических профилей из работ (Nakamura et al., 2014; Nishizawa et al., 2009; Nugraha, 2009; Iwasaki et al., 2013) (рис. 5а).

Сама океаническая плита имеет мощность около 15 км с корой мощностью 7–8 км. Большая часть коры океанской плиты сложена относительно плотными основными породами со скоростями продольных волн около 6–6.5 км/с. Имеется осадочный чехол относительно малой мощности. Континентальная литосфера (Евразийской плиты) распадается на две весьма различные области. Восточную составляет о. Хонсю с выраженной субконтинентальной корой мощностью до 35 км в центральной части. Здесь также выделяется маломощный осадочный чехол (до 2 км), сложенный кайнозойскими отложениями, фундамент разделяется на две части примерно равной мощности, сложенных породами со скоростями *P*-волн ~5.9–6 и 6.5 км/с соответственно.

Западная область — область окраинного Японского моря — достаточно неоднородна по строению. Имеются крупные впадины и поднятия. Кора здесь также субконтинентальная, особенно ярко это выражено в поднятиях. Моделируемая область располагается несколько севернее поднятия Ямато, на стыке Японской котловины и котловины Ямато. Здесь глубина воды достигает 2–2.3 км и литосфера сравнительно однородна по латерали. Кора уже ближе к субокеанической. Мощность коры — 12–15 км с осадочным чехлом мощностью более 2 км. Сложена плотными породами, скорость *P*-волн в нижней коре около 6.7 км/с.

Район, где произошло землетрясение (напротив префектуры Тохoku) располагается практически в центре рассматриваемой области. Таким образом, по субмеридиональному направлению область очага относительно симметрична и однородна, поэтому моделирование будет проводиться в двумерной постановке по профилю,

ДВУХМЕРНАЯ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

идушему вкост Северного Хонсю близ эпицентра очага землетрясения Тохоку.

Геомеханическая модель. Моделирование напряженно-деформированного состояния проводилось в двумерной постановке, в качестве исходных данных для модели механических свойств ОД принимались результаты созданного нами обобщенного геофизического сейсмо-плотностного профиля, приведенного на рис. 5б.

Геомеханическая модель строилась в степени генерализации, соответствующей усреднению геодинамических источников воздействия. Модель принималась четырехслойной (рис. 5б). Верхний слой соответствует осадочному чехлу и верхней относительно малоплотной (скорости P -волн ~ 6 км/с) части фундамента, для него брались усредненные параметры $\rho_1 = 2.3$ г/см³ и $v_{p1} = 5.6$ км/с.

Следующий слой был задан только для Японского микроконтинента и выклинивался в областях окраинного моря и океанической зоне. Ему соответствуют скорости 6.15–6.3 км/с на рис. 5а. Для него использовались параметры $\rho_2 = 2.5$ г/см³ и $v_{p2} = 6.2$ км/с. Нижележащие области нижней коры были аппроксимированы слоем 3 с параметрами $\rho_3 = 2.7$ г/см³ и $v_{p3} = 6.7$ км/с. Наконец, для мантии (слой 4) брались параметры $\rho_4 = 3.0$ г/см³ и $v_{p4} = 7.9$ км/с. В качестве третьего упругого модуля для всех тел коэффициент Пуассона принимался $\nu = 0.25$, откуда далее рассчитывались модуль сдвига и объемного сжатия, необходимые для расчета.

Теоретическая сторона проблемы. Моделирование проводилось по методике, разработанной М. Уилкинсом для исследования упругопластических тел (Wilkins, 1975) и усовершенствованной Ю.П. Стефановым (2005) для применения в геомеханике. Особенности данного подхода следующие: применяется явная конечно-разностная схема, причем уравнения движения записываются именно в динамической форме с сохранением инерционного члена, как для реальных динамических задач. Каждый этап малого дополнительного воздействия на систему рассматривается в качестве «переходного процесса», для которого вводится эффективное «искусственное» время, обычно пропорциональное времени пробега P -волны через всю модель. В алгоритм вводятся искусственные вязкости, которые подбираются индивидуально для каждой задачи таким образом, чтобы по истечении эффективного промежутка времени упругие волны, вызванные воздействием, затухли. Таким образом, в численном расчете упругопластической задачи возникает «время стабилизации расчетных параметров». Оно намного меньше времени релаксации в случае, если в модели используются реологические соотношения в виде вязкого геологического тела.

Моделируются квазистатические процессы, задача решается в лагранжевых координатах,

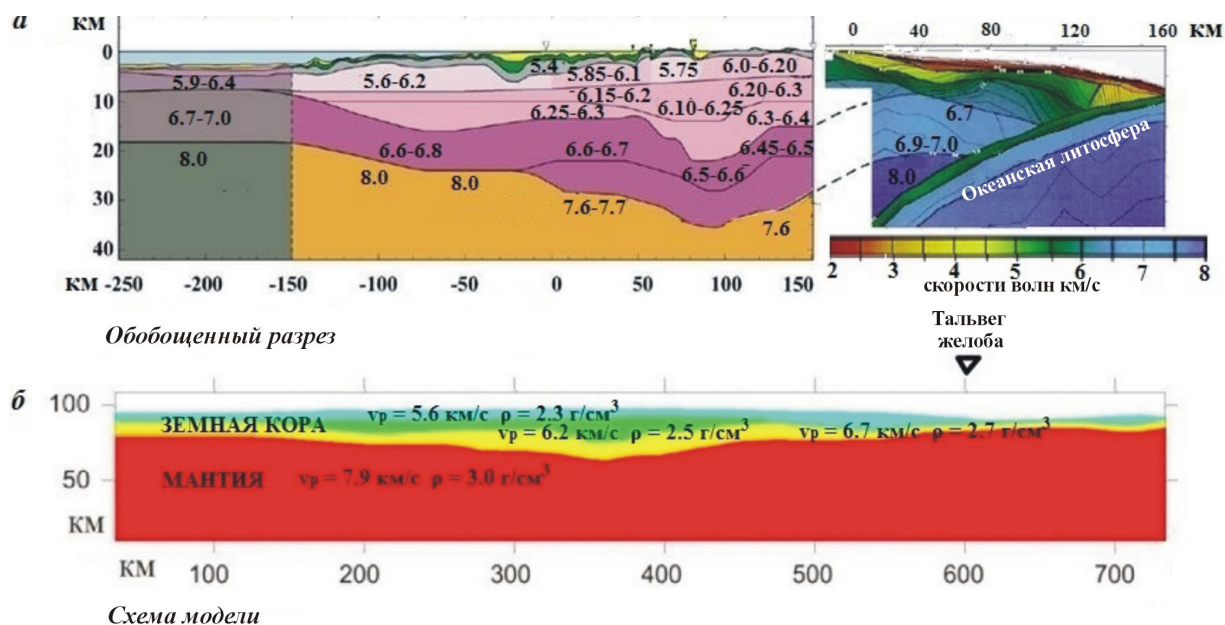


Рис. 5. Обобщенный разрез поперек северного Хонсю (Iwasaki et al., 2013) (а) и построенная по нему схема модели (б) с указанными значениями плотности и скорости P -волн для основных структурных комплексов модели (прочие параметры указаны в тексте).

Fig. 5. The generalized for North Honsu (Iwasaki et al., 2013) profile (а) and the scheme of model (б) constructed on it with the specified values of density and speed of P -waves for the main structural complexes of model (other parameters are specified in the text).

механика тел модели принимается упругопластическая. Классический подход М. Уилкинса был разработан с ориентацией на применение идеальной пластичности Мизеса. В нашей работе такой подход применяется только для литосферной части мантии, где имеет место дислокационная пластичность (Николаевский, 1972). Для коры применяется более сложная схема, предложенная Ю.П. Стефановым (2005). Здесь используется модель Друккера — Прагера — Николаевского (Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1972), в рамках которой среда рассматривается как упрочняющаяся упругопластичная, принимается неассоциированный закон пластического течения, для которого функция течения вводится стандартным (как у Друккера — Прагера) образом:

$$f = \alpha J_1 + J_2^{\frac{1}{2}} - Y, \quad (1)$$

где под J_1 понимаются инварианты тензора напряжений, α, Y — коэффициент трения и прочность сцепления. Для пластического потенциала принимается более сложная форма:

$$g = J_2 + 2\alpha \frac{\Lambda(YJ_1 + J_2^2)}{18}, \quad (2)$$

где вводится дополнительный параметр Λ (скорость дилатансии), для горных пород в среднем равный 0.3. Расчет строится следующим образом. Сначала вычисляются общие деформации по гипотезе упругому закону:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = 2\mu \left(\dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{1}{3} \dot{\varepsilon}_{kk} \delta_{ij} \right), \quad \dot{\sigma} = -K \left(\frac{\dot{V}}{V} \right), \quad (3)$$

где $\dot{\varepsilon}_{ij}$ — приращение девиатора тензора напряжений, $\dot{\varepsilon}_{ij}$ — приращения упругих деформаций, а δ_{ij} — тензор Кронекера.

Пластическая составляющая тензора деформации определяется в соответствии с уравнением предельной поверхности и пластического потенциала:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^p) = 0, g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^p) = 0, d\varepsilon_{ij}^p = \lambda \frac{dg}{d\sigma_{ij}}, \quad (4)$$

где f и g определены в (1) и (2), а λ — множитель размерностью Па^{-1} . При этом считается, что главные оси тензора пластических деформаций и форма эллипсоида деформаций совпадают с эллипсоидом упругих деформаций.

Для текущей модели применялась прямоугольная сетка, в начальном состоянии каждая ячейка имеет квадратную форму. Вид напряженно-деформированного состояния относится к типу плоская деформация. В начальном состоянии каждая ячейка имела строго квадратную форму размером 500×500 м. Такой подход обеспечивает наибольшую стабильность алгоритма,

создавая лишь незначительные возмущения поля напряжений близ участков границ раздела тел с наиболее контрастным рельефом.

В рамках теории пластичности любая пластическая деформация осуществляется мгновенно. Однако имеет существенное значение порядок приложения сил, приводящих к пластическим деформациям, от которого, в общем-то, зависит конечный результат. Поэтому в данной работе воздействия прикладывались последовательно, без пересечения в искусственном времени. Порядок определялся из соображений общей интенсивности воздействия и их хронологического положения друг относительно друга. Именно: первичным считалось общее гравитационное воздействие, вторым (при наличии) — экзогенное (связанное с денудацией и аккумуляцией геоматериала), финальным — воздействие, связанное с активным геодинамическим процессом.

Следует иметь в виду, что для коры правильнее говорить о псевдопластическом (механическом) или катакlastическом (тектоническом) течении горных масс, в то время как истинная пластичность реализуется в мантии.

Параметры численной модели. 2D-модель представляла из себя прямоугольный вертикальный профиль с горизонтальными размерами 750 км (от 136° до 143° в.д.) и вертикальным 100 км, в которую по глубине кроме коры и подкоревой литосферы также была включена часть астеносферы.

Граничные условия задавались следующим образом: на стенках модели принимались равными нулю касательные напряжения и соответствующие компоненты вектора скорости (вертикальная для нижней и горизонтальная для боковой). Для верхней границы модели граничные условия задавались аналогичным образом, однако здесь идет речь именно о верхней границе расчетного поля, а не поверхности воды и дневной поверхности. Для более точного учета граничных условий на действительной поверхности модели был введен дополнительный слой (воздух) с близкой к нулю плотностью. Таким образом, равенство нулю нормальных и касательных напряжений на поверхности модели выполняется автоматически. Необходимость столь точного учета данных условий на рассматриваемой границе объясняется тем, что на одной из стадий расчета (экзогенной), когда непосредственно на поверхности задается действия эрозии, возникает дополнительная неустойчивость.

Расчет проводился для слоев коры, имеющих следующие параметры пластичности: $Y_1 = 3$ бар, $Y_2 = 15$ бар, $Y_3 = 30$ бар, $\alpha_1 = 0.03$, $\alpha_2 = 0.05$, $\alpha_3 = 0.1$ (под α здесь принимаются значения именно коэффициента внутреннего трения). Отметим, что низкие значения коэффициента трения

определяются учетом разупрочняющего влияния флюидного давления (эффективное трение) (Погорелов и др., 2010). Для литосферной части мантии использовалась идеальная пластичность Мизеса с прочностью сцепления (когезией) $Y_4 = 50$ бар. Также в явном виде задавался водный слой как упругое тело с единичной плотностью.

В нашем анализе важную роль будет играть ориентация осей главных напряжений, которую мы будем сопоставлять с результатами тектонофизической реконструкции напряжений (рис. 3). В силу сложности изображения на частой сетке расчета осей главных напряжений поля при оценке геодинамических режимов вместо них будет рассматриваться отношение вертикальных и горизонтальных нормальных напряжений. Поскольку в модели создаются условия, отвечающие плоской деформации, то на упругой стадии ось σ_2 всегда направлена перпендикулярно плоскости профиля. В случае, когда горизонтальное сжатие превосходит вертикальное, то имеет место режим горизонтального сжатия, формирующий разрывы в виде взбросов и надвигов. Когда горизонтальное сжатие меньше вертикального, то имеет место режим горизонтального растяжения, формирующий разрывы в виде сбросов. Переход в пластическое состояние может привести к смене индекса главного напряжения в направлении, перпендикулярном профилю. Однако наши расчеты показали, что это происходит исключительно редко и поэтому соотношение σ_{yy}/σ_{xx} мы будем использовать для разделения режимов горизонтального сжатия и растяжения.

Модель массовых сил. В качестве первого этапа нагружения созданной модели мы рассматривали действие только массовых сил тяжести. В модели массовые силы возрастали постепенно от нуля до конечных значений за счет пропорционального увеличения плотности всех слоев, что позволило сформировать близкое к линейному увеличению средних сжимающих напряжений по глубине (рис. 6а).

Согласно соотношению вертикального и горизонтального напряжений на стадии действия только массовых сил (рис. 6б) в коре практически повсеместно наблюдается режим горизонтального растяжения. При этом наибольшие значения соотношения этих напряжений присутствуют в верхней части коры (около 1.5). С глубиной это соотношение начинает снижаться, оставаясь чуть больше единицы. В океанической коре вблизи тальвега желоба это соотношение также остается чуть больше единицы. В подкоровой литосфере напряжения горизонтального и вертикального сжатия практически не отличаются друг от друга по величине. Напомним, что в геодинамике под

режимом горизонтального растяжения понимается состояние, при котором максимальное сжатие ориентировано субвертикально.

Уровень необратимых псевдопластических деформаций сдвига возрастает к подошве коры (рис. 6в) и у подошвы достигает 0.001–0.002. Деформации необратимого сдвига накапливаются постепенно и *прогрессивно* по мере увеличения массовых сил. Уже на этой — первой стадии моделирования почти 95% модели находится в закритическом — упругопластическом состоянии (рис. 6г). В чисто упругой зоне деформирования остались только локальные приповерхностные участки коры мощностью около 1 км. Расчеты также показали, что во всей области модели промежуточное главное напряжение действует перпендикулярно плоскости модели, что подтверждает возможность анализа соотношений σ_{yy}/σ_{xx} .

Уровень девиаторных напряжений (рис. 6д) для этого нагружения модели максимален в низах двух наиболее прочных слоев коры и достигает 1–1.5 кбар (0.1–0.15 ГПа). Небольшая часть континентального склона на участке сейсмофокальной области также имеет повышенный уровень девиаторных напряжений.

Модель давления со стороны Тихоокеанской плиты. После завершения в модели деформирования под действием массовых сил (приращения деформаций становились нулевыми в ответ на увеличение плотности до необходимых значений) нами создавалось дополнительное нагружение. Первым вариантом такого нагружения являлось горизонтальное сокращение модели, создающее сжатие со стороны тихоокеанской плиты (правая вертикальная граница модели), имитирующее движение со скоростью 3 см/год (скорость деформации регионального горизонтального сокращения была 10–9). Горизонтальное сокращение модели формировалось за счет соответствующего перемещения вертикальной границы, которое создавало в коре океанской литосферы дополнительные напряжения горизонтального сжатия порядка 100 бар. Подобный уровень девиаторного сжатия отвечает результатам оценки величин максимальных касательных напряжений, полученным при тектонофизической реконструкции напряжений в зонах субдукции (Ребецкий, 2009; Ребецкий, Маринин, 2006).

Поскольку на подошве и на левой вертикальной границе модели горизонтальное смещение отсутствовало, то создаваемое на правой границе нагружение формировало здесь реактивные нормальные и касательные напряжения.

Расчеты показали, что уровень и распределение напряжений в модели не сильно отличается от полученных в модели от действия только массовых сил тяжести. В частности, обратим

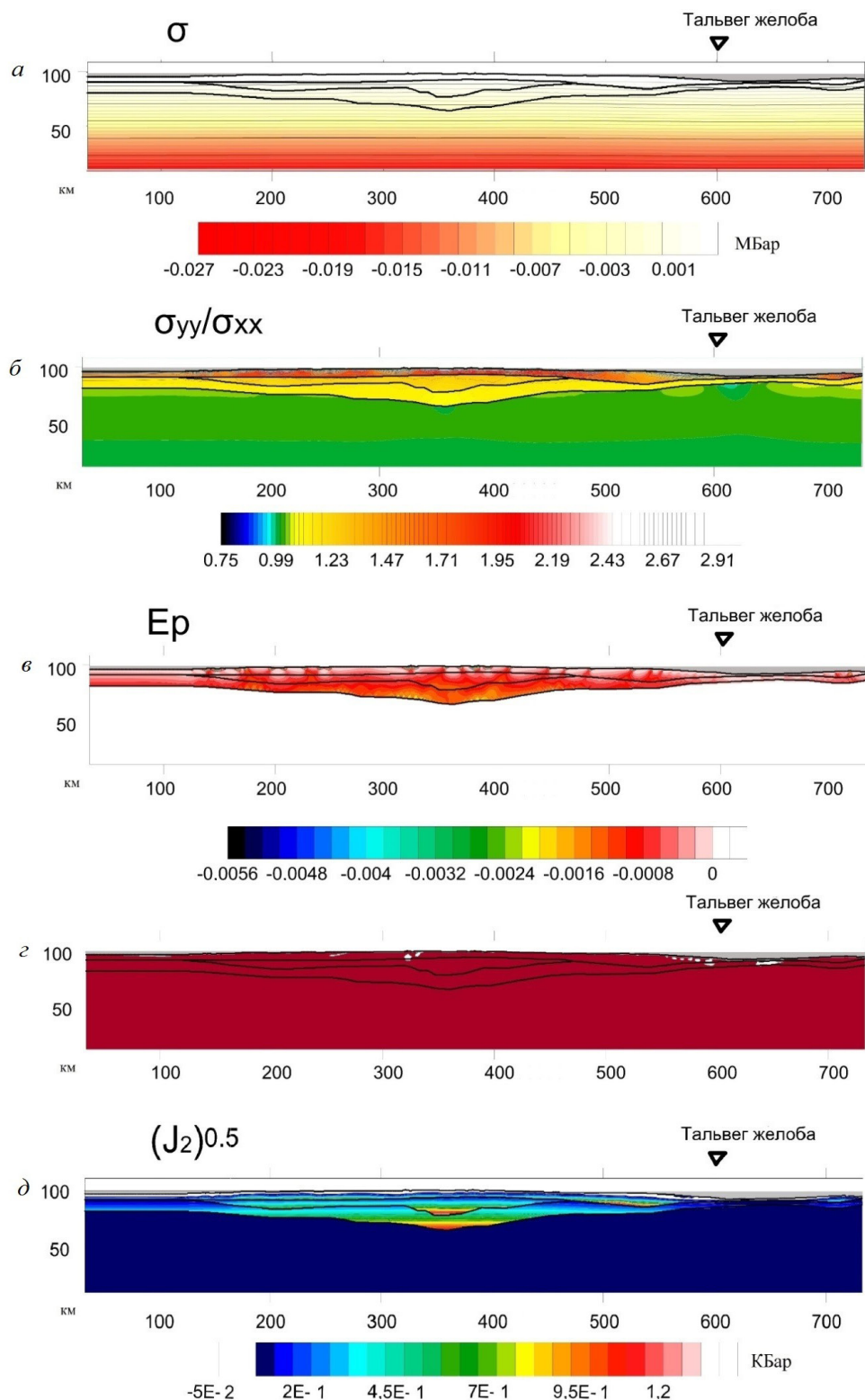


Рис. 6. Результаты моделирования для первой стадии нагружения — массовыми гравитационными силами: поле средних напряжений (давление с обратным знаком) (а); соотношение вертикального и горизонтального напряжений (значения больше единицы отвечают геодинамическому режиму горизонтального растяжения) (б); максимальных сдвиговых необратимых деформаций (в); малые области упругого (белая заливка) и неупругого — закритического состояния (з); интенсивность касательных напряжений (корень из второго инварианта тензора напряжений $J_2^{0.5}$) (д).

Fig. 6. The simulation results for the first stage of loading — mass gravitational forces: the field of average stresses (pressure with a reverse sign) in the model (a); the ratio of vertical and horizontal stresses (values greater than one correspond to the geodynamic regime of horizontal stretching) (b); the maximum shear irreversible deformation (v); the elastic region (white fill) and inelastic-supercritical state (light brown fill) (z); the intensity of shear stresses (second invariant of the stress tensor) (d).

О ГЕНЕЗИСЕ НАПРЯЖЕНИЙ

внимание на средние напряжения (рис. 7а), распределение которых практически не отличается от полученных для чисто гравитационного напряженного состояния. Также почти не произошло кардинальных изменений и в распределении девиаторных напряжений (рис. 7д). Исключение здесь составляет восточный сегмент

океанической коры (рис. 7в), где несколько повысился уровень девиаторных напряжений.

Определенные различия с чисто гравитационным напряженным состоянием можно увидеть в верхних частях модели вблизи соответственно правой (северо-восточная часть тихоокеанской субдукции) и левой границ модели (задуговой

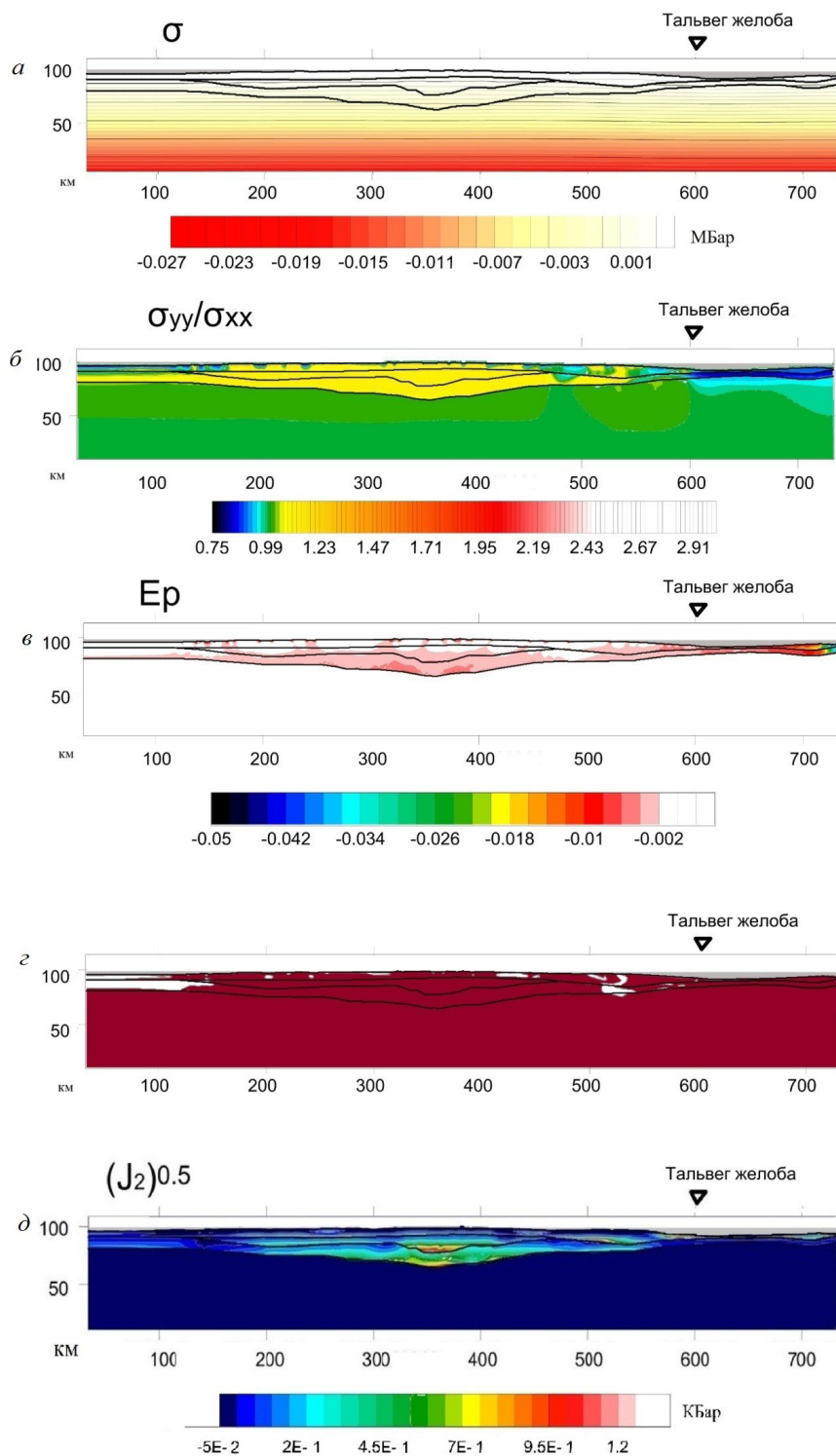


Рис. 7. Результаты моделирования для второй стадии нагружения — латерального сжатия за счет давления Тихоокеанской плиты. Скорости движения плиты — 3 см/год. Смотри подрисовочную подпись к рис. 6.

Fig. 7. Simulation results for the second stage of loading — lateral compression due to the pressure of the Pacific plate. The speed of the plate — 3 cm / year. See caption to fig. 6.

бассейн Японских островов). Так, анализ соотношения σ_{yy}/σ_{xx} (рис. 7б) показывает, что в верхней части коры возникает состояние горизонтального сжатия, которое постепенно распространяется от боковых границ внутрь модели. Этот режим включает в себя западную часть ОД, всю восточную океаническую часть модели, а также большую часть континентального склона о. Хонсю. Таким образом, в результате создания дополнительного горизонтального сокращения модели не произошло формирование режима горизонтального сжатия в коре о. Хонсю.

Обратим внимание, что хотя величина необратимой деформации сдвига (рис. 7в) в большей части модели не изменилась, но в коре океанской плиты эти деформации резко возросли, достигнув максимальных значений для всей модели — 0.1–0.25. Важно также отметить, что произошло определенное изменение в распределении областей закритического и упругого состояний рис. 7г для финальной стадии нагружения модели. В коре континентального склона и задугового бассейна появились достаточно крупные области упругого состояния. Поскольку ранее, в результате первого этапа нагружения только массовыми силами (рис. 6г), эти участки находились в закритическом состоянии, то это означает, что в ходе второго этапа нагружения горизонтальным сжатием здесь произошла упругая разгрузка.

Здесь следует отметить, что в данной модели не создавалась зона пониженной прочности, характеризующая локализацию сдвиговых деформаций в сейсмофокальной области. Однако отсутствие такой области не может изменить только что сделанный вывод. Создание зоны поддвига только будет способствовать уменьшению уровня напряжений горизонтального сжатия, но она не отменяет тот факт, что дополнительное сжатие, вызываемое давлением со стороны хребта, создает в коре океанического склона режим горизонтального сжатия.

Модель мелкомасштабной конвекции в астеносфере. Другой тип нагружения, альтернативный латеральному сжатию, отражал мелкомасштабную конвекцию в астеносферной части мантии (рис. 8). Нагружение в этом случае осуществлялось не на боковых границах, а на подошве модели. Здесь воздействие, связанное с нисходящим и восходящими ветвями конвекции в астеносфере, имитируется заданием соответствующих вертикальных смещений. Движение вниз на подошве модели задается под наиболее мощной корой (центр о. Хонсю) — считается, что здесь имеет место погружение слэба в астеносферу, а восходящий — в области Японского желоба, где кора наиболее тонкая. Эти движения, как и в случае дополнительного горизонталь-

ного сжатия, прикладывались после того как для модели создавалось чисто гравитационное напряженное состояние (рис. 6).

Исходя из геометрии модели, положение нисходящего конвективного тока было ограничено координатами 200–600 км, положение восходящего — 600–700 км. Полагая неизменность массы модели, можно найти соотношение амплитуд совокупного смещения в центре потоков. В данной работе была взята гармоническая форма потоков, соотношение амплитуд, соответственно, определяется как 1/4. Подбирались оптимальные амплитуды потоков: так как история мантийной конвекции нам, в общем-то, достоверно неизвестна, то данный параметр может широко варьироваться. Было подобрано оптимальное значение амплитуды — 10 км для восходящего конвективного тока (соответственно — 2.5 км для нисходящего).

Отметим, что в данной модели распределение шаровой (рис. 8а) и девиаторной (рис. 8д) компонент тензора напряжений уже достаточно отличается от чисто гравитационного (рис. 6). Девиаторные напряжения стали в большей степени локализоваться в восточной части континентального склона.

Расчеты показали, что большие участки коры ОД, включая континентальный склон, находятся в состоянии горизонтального сжатия (рис. 8б). К востоку от тальвега желоба *на небольшом расстоянии от него* возникают области горизонтального растяжения. Таким образом, можно резюмировать, что данная модель лучше соответствует природному напряженному состоянию (Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016), чем модель горизонтального давления тихоокеанской плиты.

Обратим также внимание, с одной стороны, на повышенные псевдопластические деформации (до 0.025–0.035) в коре континентального склона (рис. 8в), а с другой, на появившиеся здесь же зоны упругости (рис. 8г). Это говорит о том, что в ходе последнего этапа нагружения здесь произошло повышение почти в два раза необратимых деформаций сдвига, но на самой последней стадии приложения нагрузки со стороны астеносферы несколько достаточно крупных участков континентального склона испытали разгрузку, из-за чего состояние их стало чисто упругим. Возникшая ситуация с разгрузкой части континентального склона нами специально не создавалась. При этом она в чем-то подобна разгрузке, возникшей на континентальном склоне в результате землетрясения Тохоку (Hasegawa et al., 2012).

Роль экзогенных процессов. Отдельно в наших исследованиях изучалась роль экзогенных процессов в формировании напряженного

состояния активных континентальных окраин. В работе (Ермаков, 2006) отмечается, что орогенез и эскарпогенез — это два конкурирующих процесса, постоянно происходящих в ОД. Первый приводит к росту высот ОД и сокращению ее площади, а второй к понижению высот и расширению ее площади.

С плиоцена (5–3.5 млн лет) сокращение Японских о-вов оценивается в 4–15 км (Ермаков, 2006). Поднятие ОД развивается прерывисто. В ОД обычно 2–3 несогласия, например на Курильской ОД в конце миоцена и позднем плиоцене были деформации с последующим абразионным выравниванием. Отсутствуют при-

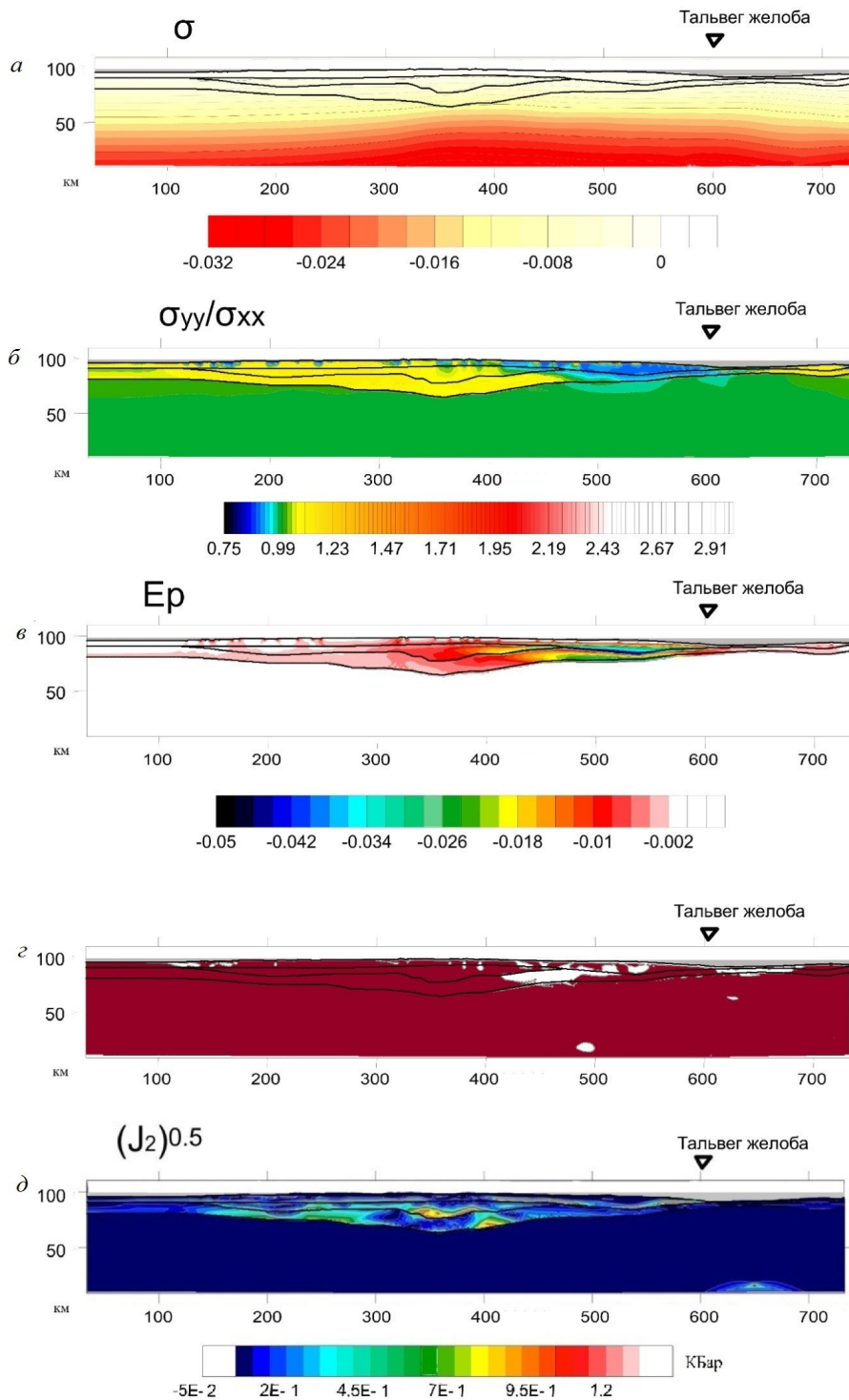


Рис. 8. Результаты моделирования для второй стадии нагружения — воздействия мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции с пиковой амплитудой 10 км. Смотри подрисуночную подпись к рис. 6.

Fig. 8. Simulation results for the second stage of loading — impact thermo-asthenospheric small-scale convection with a peak amplitude of 10 km. See caption to fig. 6.

знаки сжатия на внешней (океанической) стороне желобов и дифференциальных движений на внутренней их стороне. Имеет место нормальная возрастная последовательность осадков с их континентальным либо островодужным характером. Таким образом, современные высоты 0.5–1.0 км говорят о максимальных скоростях эрозии порядка 0.5–1.0 мм/год и о средних скоростях воздымания около 0.5 мм/год. Такие скорости денудации поверхности должны сопровождаться и большими скоростями «откапывания материала», что, как было показано в работе (Ребецкий, 2008), должно приводить к появлению дополнительных напряжений горизонтального сжатия. Данный эффект связан с пластическими деформациями в породах на глубине и не проявляется, если состояние на глубинах нахождения породы до «откапывания» не было закритическим.

Наиболее устоявшийся подход предполагает учет денудационно-аккумуляционных процессов в следующей форме:

$$\dot{\zeta} = \lambda \Delta \zeta, \quad (5)$$

где ζ — амплитуда рельефа, Δ — лапласиан, а λ — числовой коэффициент, характеризующий интенсивность процесса денудации поднятий и осадконакопления во впадинах (Horovitz, 1976). Эта зависимость означает, что максимальное количество эродированного материала приходится на области наибольших поднятий, а наибольшее количество осадков — на области наибольших депрессий. Эта зависимость не подходит для тех случаев, где (как для центральной части Алтая (Мягков, Ребецкий, 2016)) мы наблюдаем области формирования пенеплена для бывших поднятий. В нашем случае данная закономерность может сравнительно правильно применяться для моделирования.

Расчет влияния поверхностных процессов первоначально производился только для модели действия массовых сил. Его результаты сравнивались с расчетами, в которых эти процессы не учитывались (рис. 6). Так как в упругопластической постановке мы не имеем возможности задавать изучаемый процесс непосредственно в геологическом времени, мы будем задавать на поверхности континентальной части модели эрозионное воздействие через эквивалентное распределение дополнительных вертикальных напряжений σ_{yy} , соответствующие весу в дальнейшем эродированных осадков. При этом эта дополнительная поверхностная нагрузка возрастает в модели массовых сил пропорционально с ростом плотности слоев. Для стадии эскарпогенеза дополнительные вертикальные напряжения в континентальной части модели постепенно снимаются и наоборот создаются в зоне выноса осадков — желоб и океанический склон. Максимальная амплитуда денудации

(центр о. Хонсю) была принята 1 км. Результаты моделирования приведены на рис. 9.

Обратим внимание, что в шаровой (рис. 9а) и девиаторной (рис. 9д) компонентах напряжений мы не видим явных различий с моделью чисто гравитационного напряженного состояния (рис. 6). Замечаем лишь определенное снижение уровня девиаторных напряжений в средней коре. Также не замечаем существенных изменений в распределении необратимых деформаций сдвига (рис. 9в). Однако при этом в разных частях коры появляются области чисто упругого состояния (рис. 9г).

С другой стороны, денудация приводит к возникновению достаточно существенных по амплитуде дополнительных напряжений сжатия σ_{xx} в верхней коре (до 200 бар). Сравнение начального (от действия только массовых сил) и полученного состояния показывает, что значительные участки коры, которые находились в обстановке вертикального сжатия, перешли в состояние горизонтального «постэрозионного» сжатия (рис. 9б). Такой переход почти не затронул слой 1, соответствующий верхней коре и находящийся в упругом состоянии и поэтому не испытывающий вышеописанного эффекта.

Таким образом, эскарпогенез островов приводит к появлению в коре больших объемов пород, находящихся в режиме горизонтального сжатия. При этом в коре океанического слоя расширяются области с режимом горизонтального растяжения.

Финальная модель. В качестве конечной модели деформирования вертикального профиля нами была принята модель, создаваемая действием трех факторов: массовые силы тяжести; экзогенные процессы — денудация ОД и осадконакопление на океаническом склоне, мелкомасштабная конвекция в астеносфере. На рис. 10 показаны результаты расчета.

Рассчитанное нами напряженное состояние в литосфере исследуемого региона наиболее приближено к данным, полученным по результатам тектонофизической реконструкции (рис. 3). Вся кора восточной части ОД вплоть до океанического желоба, а также отдельные участки западной части ОД и задугового бассейна находятся в режиме горизонтального сжатия. Сразу к востоку от желоба в коре океанического склона имеет место режим горизонтального растяжения. Участки горизонтального растяжения в коре западной части ОД могут попадать на зоны, для которых нет результатов реконструкции природных напряжений. Отмечаем, что в низах коры ОД со стороны континентального склона наблюдаются протяженные области, испытывавшие упругую разгрузку на самой последней стадии нагружения.

ВЫВОДЫ

Результаты выполненных исследований показали, что из двух вариантов внешнего воздействия на литосферу ОД давление со стороны тихоокеанской плиты является наименее вероятным, т.к. исключает возможность создания в океанической коре к востоку от желоба

режима горизонтального растяжения. При этом режиме нагружения проблемой является также передача горизонтального сжатия в литосферу ОД.

Режим внешнего воздействия, отвечающей мелкомасштабной конвекции в астеносфере, создает в коре континентального и океанического склонов ОД режим напряженного состояния,

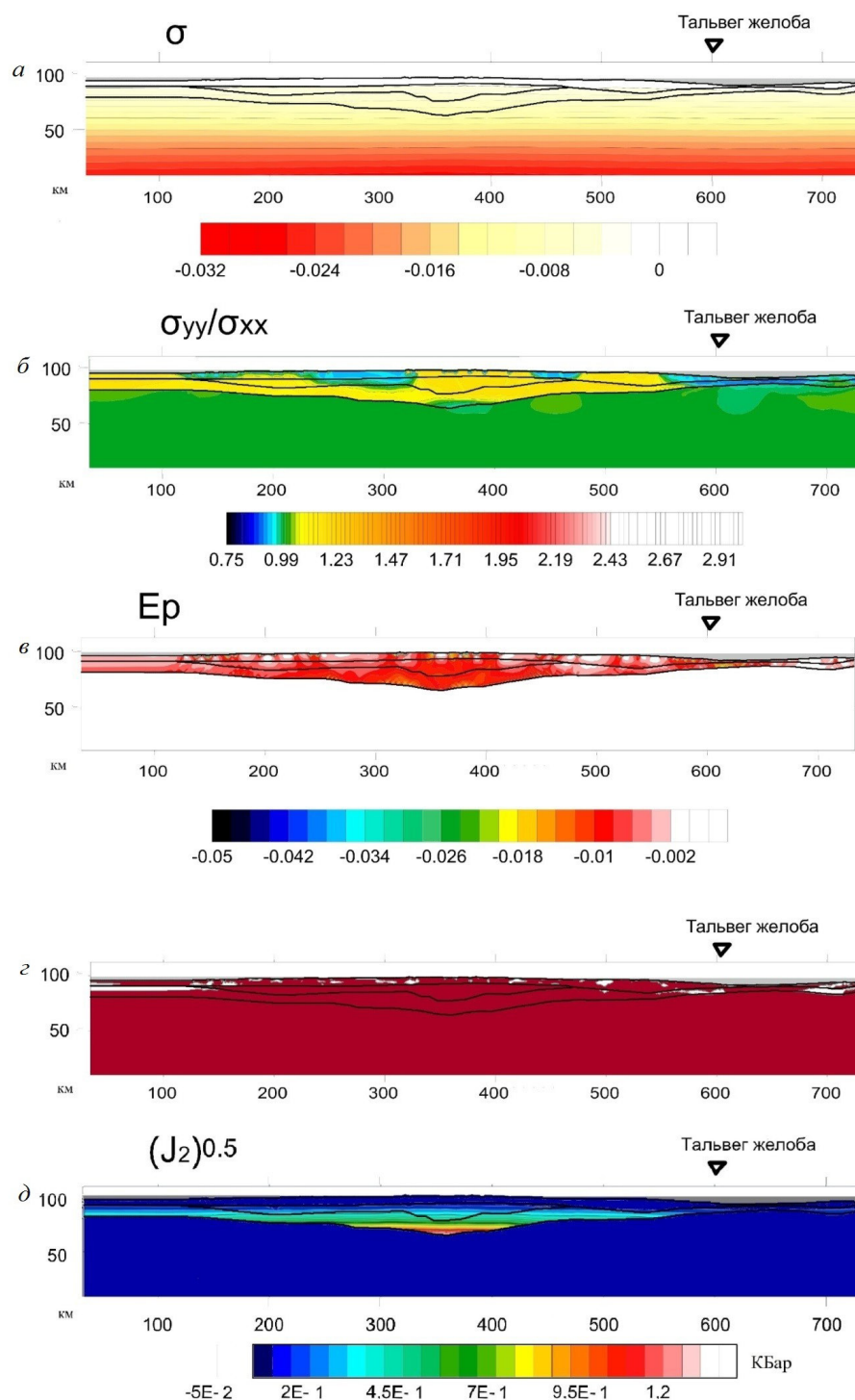


Рис. 9. Результаты моделирования для второй стадии нагружения — денудационного экзогенного воздействия. Амплитуды эрозии — 1 км для центральной части о. Хонсю. См. подписку к рис. 6

Fig. 9. Simulation results for the second stage of loading — denudation exogenous action. The erosion amplitude is 1 km for the Central part of Honshu island. See caption to fig. 6.

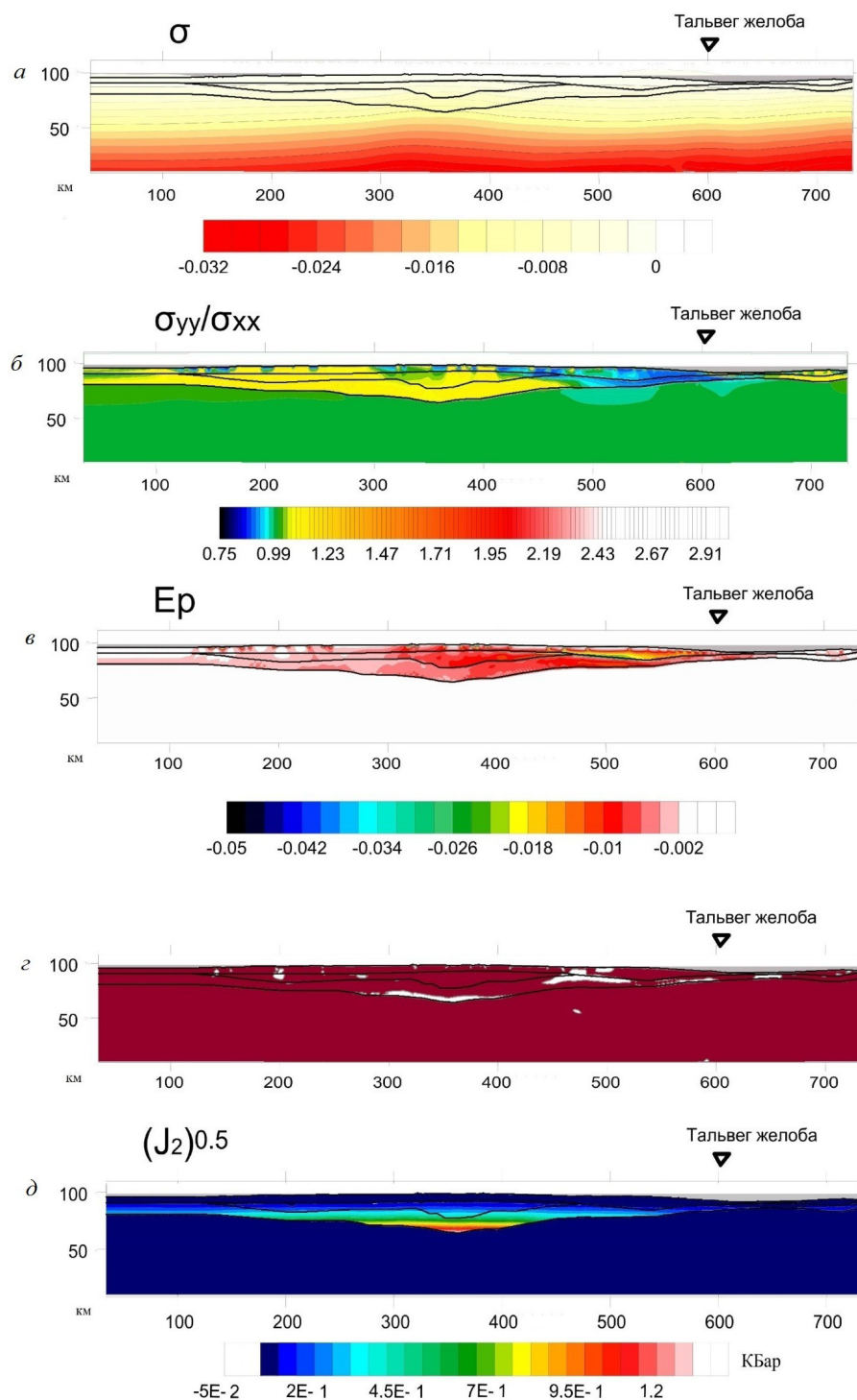


Рис. 10. Результаты моделирования для третьей стадии нагружения — воздействия мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции (с пиковой амплитудой 10 км) после эрозионного воздействия. Смотри подрисуночную подпись к рис. 6

Fig. 10. Simulation results for the third stage of loading—the impact of small-scale thermogravitational asthenospheric convection (with a peak amplitude of 10 km) after erosion. See caption to fig. 6

схожий с природной. Учет фактора воздействия, связанного с эскарпогенезом, приводит к появлению в коре ОД дополнительных напряжений горизонтального сжатия.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 16-05-01115, 17-05-01193, а также частично в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Список литературы [References]

Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1962. № 1. С. 1471–1483.

- [Balakina L.M. General regularities in the directions of the main stresses in the foci of earthquakes of the Pacific seismic belt // Izv. USSR Academy of Sciences. Ser. Geophysics. 1962. № 1. P. 1471–1483. (in Russian)].
- Введенская А.В. К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая № 2. 1961. С. 261–263. [Vvedenskaya A.V. To the discussion about the theoretical model of the earthquake source // Izv. USSR Academy of Sciences. Ser. Geophysics. 1961. № 2. P. 261–263. (in Russian)].
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с. [Gzovsky M.V. Fundamentals of Tectonophysics. Moscow: Nauka, 1975. 535 p. (in Russian)].
- Демин С.С., Никитин Л.В. Условия оживления сейсмогенности сдвиговых тектонических разломов // ДАН. 1991. Т. 321. № 5. С. 932–937. [Demin S.S., Nikitin L.V. Conditions of recovery of seismogenetic shear tectonic faults // Doklady Akademii nauk. 1991. V. 321. № 5. P. 932–937. (In Russian)].
- Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 166–177. [Drucker D.C., Prager W. Soil Mechanics and plastic analysis or limit design // Mechanics. New in foreign science. Iss. 2. Determining the laws of soil mechanics. Moscow: Mir, 1975. P. 166–177. (in Russian)].
- Ермаков В.А. Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 3–18. [Ermakov V.A. Island arcs and their role in the evolution of the continental margin (a new look at the known facts) // Vulkanologiya i seismologiya. 2005. № 5. P. 3–18. (in Russian)].
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с. [Kostrov B.V. The Mechanics of the earthquake. M.: Nauka, 1975. 176 p. (in Russian)].
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН. 1984. Т. 275. № 4. С. 843–847. [Lobkovsky L.I., Baranov B.V. Keyboard model of large earthquakes in island arcs and active continental margins // Doklady Akademii Nauk. 1984. V. 275. № 4. P. 843–847. (in Russian)].
- Мягков С.Д., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. Вып. 29. № 1. С. 89–100. [Myagkov S.D., Rebetsky Yu.L. Evolution of flow structure and topography of EPI-platform orogenic crust under the influence of small-scale asthenospheric convection // Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle. 2016. № 1(29). P. 89–100. (in Russian)].
- Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР. 1972. С. 5–85. [Nikolayevsky V.N. Mechanical properties of soils and theory of plasticity // Mechanics of solid deformable bodies. V. 6. The results of science and technology. Moscow: VINITI, USSR Academy of Sciences. 1972. P. 5–85. (in Russian)].
- Погорелов В.В., Конешов В.Н., Ребецкий Ю.Л. Численное моделирование напряжений западного фланга зондской субдукционной области // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2010. Вып. 16. № 2. С. 174–192. [Pogorelov V.V., Kenesov V.N., Rebetsky Yu.L. Numerical modeling of the stress of the Western flank of the Sundasubduction region // Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle. 2010. № 2(15). P. 174–192. (in Russian)].
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73. [Rebetsky Yu.L. Mechanism of generation of tectonic stresses in the areas of large vertical movements // Fizicheskaya mezomekhanika. 2008. V. 11. № 1. P. 66–73. (in Russian)].
- Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Автореф. дис. док. физ.мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ, 2003. 56 с. [Rebetsky Yu.L. The stress-strain state and mechanical properties of natural massifs by data about mechanisms of the earthquakes and to structurally-kinematic characteristics of fractures // Avtoref. dis. dok. fiz. mat. nauk. Moscow: Izd. OIFZ, 2003. 56 p. (in Russian)].
- Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 70–84. [Rebetsky Yu.L. Stress state of the Earth's crust of the Kurils Islands and Kamchatka before the Simushir earthquake // Russian Journal Pacific of Geology. 2009. V. 3. № 5. P. 477–490].
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290. [Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S. The field of contemporary

- Tectonic stresses in Central and South-East Asia // *Geodinamika i tektonofizika*. 2014. V. 5. № 1. P. 257–290. (in Russian)].
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // *Геология геофизика*. 2006. Т. 47. № 11. С. 1192–1206. [Rebetsky Yu.L., Marinin A.V. Preseismic stress field before Sumatra-Andaman earthquake of 26.12.2004. A model of metastable state of rocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. V. 47. № 11. P. 1173–1185].
- Ребецкий Ю.Л., Мягков Д.С. Обратные задачи геодинамики и роль ротационных инерционных сил (Ответ на работу А.В. Викулина «Проблема ротационных движений в геологии» // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2016. Вып. 30. № 2. С. 88–95. [Rebetsky Yu.L., Myagkov D.S. Inverse problems of geodynamics and the role of rotational inertial forces (the Response to the work of A.V. Vikulin, «The Problem of rotational movements in Geology» // *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2016. 2(30). P. 88–95. (in Russian)].
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. Вып. 2. С. 469–506. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137> [Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 march 2011 // *Geodinamika i tektonofizika*. 2014. V. 5. № 2. P. 469–506. (in Russian)].
- Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // *Физическая мезомеханика*. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142. [Stephanov Yu.P. Some features of the numerical modeling of elastic-brittle-ductile materials // *Fizicheskaya mezomekhanika*. 2005. V. 8. № 3. P. 129–142. (in Russian)].
- Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: МГУ, 2004. 270 с. [Khain V.E., Limonov A.F., Regional geotectonics. Moscow: MSU, 2004. 270 p. (in Russian)].
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. №10. С. 10–19. [Shemenda A.I. Similarity criteria at mechanical modeling of tectonic processes // *Geologiya i geofizika*. 1983. №10. P. 10–19. (in Russian)].
- Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // *Geology of Magazin*. 1959. № 96. P. 109–117.
- Chiba K., Iio Y., Fukahata Y. Detailed stress fields in the focal region of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake-Implication for the distribution of moment release // *Earth, Planets and Space*. 2012. V. 64. P. 1157–1165. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.07.008>.
- François T., Burov E., Agard P., Meyer B. Buildup of a dynamically supported orogenic plateau: Numerical modeling of the Zagros/Central Iran case study // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. V. 15. Iss. 6. 2014. P. 2632–2654. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>.
- Hardebeck J.L. Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquake // *Geophysical Researches Letters*. 2012. V. 39. P. L21313. <https://doi.org/10.1029/2012GL053438>.
- Hasegawa A., Yoshida K., Asano Y. et al. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 355–356. P. 231–243. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.042>.
- Horowitz D.H. Mathematical Modeling of Sediment Accumulation in Deltic System // *Quantitative Techniques for Analysis of Sediments*. Oxford. 1976. P. 105–119.
- Gerbault M., Cembrano J., Mpodozis C. et al. Continental margin deformation along the Andean subduction zone: Thermo-mechanical models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. V. 177. Iss. 3–4. P. 180–205.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. С. 184–201. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.023>.
- Kaus B.J.P., Steedman C., Becker T.W. From passive continental margin to mountain belt: Insights from analytical and numerical models and application to Taiwan // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 171. Iss. 1–4. P. 235–251. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.015>.
- Lin W., Saito S., Sanada Y. et al. Principal horizontal stress orientations prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki, Japan, earthquake in its source area // *Geophysical Researches Letters*. 2011. V. 38. P. L00G10. <https://doi.org/10.1029/2011GL049097>.
- McKenzie Dan P. The relation between fault plane solutions for earthquakes and directions of the principal stresses // *Bulletin of the Seismological of Society of America*. 1969. V. 59. № 2. P. 591–601.
- Nakamura Y., Kodaira S., Cook B.J. et al. Seismic imaging and velocity structure around the JFAST drill site in the Japan Trench: low Vp, high Vp/Vs in the transparent frontal prism // *Earth, Planets and Space*. 2014. V. 66. P. 121–132. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-121>.
- Nikolaeva K., Gerya T.V., Connolly J.A.D. Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 171. Iss. 1–4. P. 336–356. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.026>.

- Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M.* Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu // *Earth, Planets and Space*. 2009. V. 61. P. 37–40.
- Nugraha A.D., Mori J., Ohmi Sh.* Thermal structure of the subduction zone in western Japan derived from seismic attenuation data // *Geophysical Researches Letters*. 2010. V. 37. P. L06310. <https://doi.org/10.1029/2009GL041522>.
- Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K.* The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // *Tectonophysics*. 2016. V. 685. P. 60–76. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016>.
- Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // *Journal of Geology*. 1951. № 59. P. 18–130.
- Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // *Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246*. 1972.
- Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature*. 1966. V. 211. P. 676–681.
- Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J.* Global patterns of tectonic stress nature // *Nature*. 1989. V. 341. № 6240. P. 211–215.
- Zoback M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // *JGR*. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728.

STRESS GENESIS IN THE ISLAND ARC CRUST BASED ON THE RESULTS OF NUMERICAL SIMULATION

Yu.L. Rebetsky, V.V. Pogorelov, D.S. Myagkov, V.A. Ermakov

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

The article describes the mechanism of stress generation in the Japanese island arc on the Pacific active continental margin. The research is based on the results of tectonophysical reconstruction of natural stresses and numerical geomechanical simulation. Mathematical modeling was made in a two-dimensional elastic-plastic formulation using the finite difference method (Wilkins); the main parameter under study was the structure of the obtained stress state (orientation of the principal axes of the stress tensor and other parameters of the physical state). The study showed that the pressure, caused by the Pacific spreading zone, forms a regime of horizontal compression both in the crusts of the ocean and continental slopes. Although the loading regime, corresponding to the convection in the asthenosphere, did not fully comply with the data on natural stresses, but yet showed stress distributions more close to the natural ones. The numerical calculations showed that the erosion processes significantly improve the results in the model with small-scale convection in the asthenosphere, forming the stress state closest to the natural one.

Keywords: stresses, island arc, lithosphere, earthquake, loading mechanism.