

УДК 551.2/3

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЗОНДСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ОБЛАСТИ

© 2010 В.В. Погорелов, В.Н. Конешов, Ю.Л. Ребецкий

*Институт физики Земли РАН; e-mail: vpogorelov@list.ru*

В работе обсуждается проблема адекватного выбора параметров реологической модели геосреды и корректного учета влияния гравитационных сил на общее напряженное состояние. Показано, что учет упругой сжимаемости материала является одним из определяющих факторов для выполнения подобия между модельным и физическим объектом. Прочими важными вопросами постановки задачи численных экспериментов являются поведение материала после достижения предельного состояния, влияние флюидного давления, а также история деформирования и нагружения. Расчеты проводились методом конечного элемента, реализованном в программном комплексе UWay. Использовалась упруго-пластическая модель среды с критериями текучести Друккер – Прагера и Мизиса для двумерного профиля вкрест Западного фланга Зондской субдукционной области. Подбор параметров прочности в соответствии с результатами реконструкции природных напряжений по механизмам очагов землетрясений позволил выделить области локализации пластических деформаций, которые хорошо соотносятся с системами листрических разломов, существующими в исследуемом регионе. Установлено, что полученный результат устойчив к вариациям задания модельного движения океанической среды, и, следовательно, является результатом совокупного влияния истории нагружения и реологических свойств модели.

*Ключевые слова:* напряжения, упруго-пластическое деформирование, численное моделирование, тектонофизика.

### ВВЕДЕНИЕ

**Проблемы тектонофизического моделирования.** Моделирование тектонических объектов с использованием методов математического анализа является одним из ведущих инструментов изучения проблем геодинамики. Определенное преимущество численного тектонофизического моделирования в сравнении с физическим (лабораторным) моделированием (Стоянов, 1979; Экспериментальная..., 1985) связано, прежде всего, с возможностью более корректного выполнения подобия не только для условий нагружения, но и по свойствам деформируемого объекта. Подобие по свойствам, как правило, выполняется в рамках выбираемой модели среды, наиболее адекватно отвечающей характеру деформационного процесса: для быстропротекающих процессов сейсмические волны – среда упругая; для медленных, развивающихся за геологические времена – среда вязкая; для сейсмотектонических процессов (сотни - первые тысячи лет) – среда упруго-пластическая.

Проблема выполнения условия подобия в связи с использованием физического моделирования при решении задач геодинамики ранее обсуждалась в работах (Гзовский, 1975; Гуревич, 1959). Главным источником невыполнения подобия при физическом моделировании является не только проблема правильного учета влияния гравитационных сил, которая может быть решена применением центрифугирования и высокопластичных материалов (Гутерман, 1987; Рамберг, 1970), но в большей степени обусловлена разницей в упругих коэффициентах Пуассона ( $\nu$ ) модельного материала (для используемых при моделировании влажных глин  $\nu = 0.43 - 0.46$ ) и природного ( $\nu = 0.25 - 0.35$ ). Невозможность в экспериментах применять низко модульные материалы с пуассоновым коэффициентом, близким к природным значениям, определяет разницу в природном объекте и в модельном материале для вклада в общее напряженное состояние от гравитационных сил (Ребецкий и др., 2008), а также разницу в реактивных напряжениях при воздействии внешнего нагружения (актив-

ные напряжения). Поскольку гравитационные силы всегда действуют в природном объекте, порождая соответствующие им напряжения, то выполнение условия подобия по массовым силам и коэффициенту Пуассона следует рассматривать как один из веских аргументов, определяющих приоритет математического моделирования над физическим (Михайлова, 2010).

При применении методов аналитического математического моделирования (Григорьев и др., 1989) подобие достигалось для достаточно ограниченного класса задач, как например, начальная упругая стадия или начальная, но уже установившаяся стадия пластического — линейно-вязкого течения. С развитием компьютерных технологий и методов численного моделирования удалось получить удовлетворительные модели с позиций подобия ее свойств природному объекту, были разработаны подходы для решения более широкого класса задач, например нелинейных упруго-пластических моделей (Burov, Poliakov, 2001).

Когда речь идет о моделировании процессов хрупкого разрушения в коре, то кроме выполнения подобия по указанным параметрам, необходимо также удовлетворить условиям подобия по закону поведения после достижения предельного состояния, подобия по самому значению предельного состояния. При этом необходимо учесть огромную роль флюидного давления, которое для горных пород определяет не только предельное состояние, но и характер катакластического течения (Ребецкий, 2007).

Поскольку деформации в горных породах эволюционируют в ходе тектонического процесса, то очевидно, что данному вопросу также необходимо уделять должное внимание. Эволюция деформаций определяет формирующуюся структуру горных пород в широком диапазоне масштабов и, в частности, неоднородность строения разломных зон. Практически всегда история деформирования и нагружения недостаточно ясна, поэтому при моделировании приходится прибегать к упрощенным схемам нагружения и начального состояния среды.

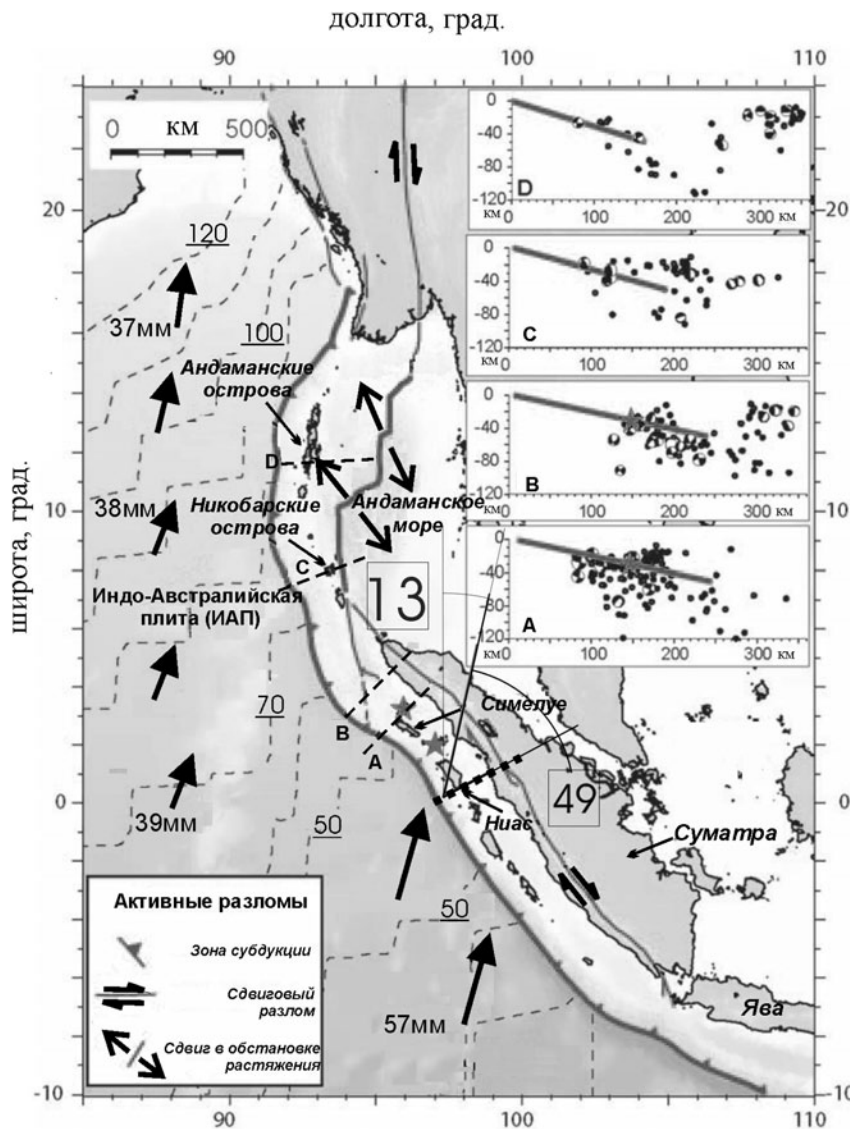
В настоящей работе будут рассмотрены методические вопросы численного моделирования напряженного состояния областей конвергенции литосферных плит на примере субдукционной области западного фланга Зондской дуги, где после катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения 2004 г. с  $M_w = 9.3$  произошло еще несколько сильных цунамигенных землетрясений.

**Тектонический обзор.** Зондская дуга протяженностью более 5600 км является результатом конвергенции Индо-Австралийской плиты (ИАП) и Юго-Восточной Азии. Многие харак-

теристики Зондской дуги значительно меняются по простиранию (McBride, Karig, 1987). Вблизи о. Суматра глубина преддуговых бассейнов и наклон склона желоба систематически меняются с запада на восток, наблюдается расширение желоба в направлении о. Ява, а толщина осадков на субдуцирующей океанической плите уменьшается (Kopp et al., 2002). Относительно простой характер субдукции наблюдается в районе центральной части о. Суматра и западной части о. Ява. Направление движения океанической плиты на этом участке составляет угол  $40-55^\circ$  с нормалью к дуге (Антипов, 2006; Гатинский и др., 2000; Vock, 2003; Newcomb, McCann, 1987), и имеет значение 5.8 см/год. Движение плит, нормальное к дуге вблизи о. Ява, становится косым около о. Суматра. Вблизи Андаманских островов ориентация схождения становится субпараллельной дуге (Curry et al., 1978), а значение уменьшается до 3.8 см/год. Преддуговой желоб вырождается в систему спрединговых разломов субмеридионального простирания в Андаманском море (Curry et al., 1978).

Взаимодействие субдуцирующей океанической плиты и субконтинентального блока приводит к активизации параллельного дуге правостороннего смещения вдоль разломных систем Суматры, Никобарских и Андаманских островов (рис. 1). Эта система является примером сдвиговых разломных систем, связанных с конвергентными окраинами (Fitch 1970, 1972), и простирается на 1600 км вдоль вулканической цепи западной части о. Суматра. Южнее о. Суматра она вырождается в последовательность расширяющихся желобов, составляющих внешнюю дугу (Nuchon, Le Pichon, 1984).

В целом литосфера рассматриваемого региона имеет достаточно сложное трехмерное строение, определяющее и трехмерный характер напряженно-деформированного состояния. Тектонофизическое моделирование требует упрощения сложного строения реального геологического объекта с выделением в нем основных структур, особенностей свойств и условий внешнего нагружения, определяющих главные и характерные черты исследуемого деформационного процесса. Моделирование напряженно-деформированного состояния предполагает создание двух моделей: модели геометрии и реологических свойств исследуемого объекта, а также модели условий нагружения и начального напряженного состояния. Эти две модели являются основой математического моделирования, и определяют результат расчетов — модель напряженно-деформированного состояния исследуемого геобъекта. В этом разделе речь будет идти о специфике их создания.



**МОДЕЛЬ СРЕДЫ  
И РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ**

**Модель строения субдукционной области.**

В целом Зондская дуга – существенно трехмерная структура, однако упрощающим моментом для численного моделирования являлось определенное подобие строения субдукционной зоны вдоль желоба на участке вдоль центральной части о. Суматра, что предопределило выбор двумерной модели вдоль вертикального профиля к югу от о. Ниас (Kieckhefer et al., 1980, 1981; Milsom, Walker, 2005) протяженностью 350 км и глубиной 55 км, а также метод механического анализа, отвечающий задаче плоской деформации. Верхняя граница модели определялась по данным о рельефе земной поверхности и батиметрии морского дна (цифровой атлас GEBCO, <http://www.gebco.net>), нижняя и две вертикальные границы принимались плоскими.

Данные о скоростях продольных волн и плотностях глубинных слоев (Kieckhefer et al., 1980)

были адаптированы для создания внутренней геометрии модели с учетом интерпретации гравиметрических измерений в соответствии с геологическим строением рассматриваемой области и выбора механических параметров различных ее сегментов. Модель состоит из нескольких характерных структурных областей – доменов: океанической коры мощностью ~ 9 км с выделенной верхней корой; субконтинентальной коры мощностью ~ 22 км с аккреционным клином и осадочными комплексами; а также мантии (рис. 2). Исследуемая центральная часть модели является источником разномасштабного сейсмогенного разрушения, в том числе и участком очага Суматра-Андаманского землетрясения 2004 г. Основным интерес представляют домены субконтинентальной коры и океаническая литосфера вблизи желоба протяженностью 150-200 км. Сопряженные боковые участки служат для удаления от области исследования участков границы в соответствии с принципом Сен-Венана и уменьшения влияния задания

**Рис. 1.** Неотектоническая схема рассматриваемого района по (Chlieh et al., 2007). Скорости плит Австралии (57 мм/год) и Индии (38 мм/год) относительно Зондского блока рассчитаны по региональной кинематической модели (Bock et al., 2003; Socquet et al., 2006) (направления показаны жирными закрашенными стрелками). Возраст океанической коры (числа с подчеркиванием) (Cande, Kent, 1995; Gradstein et al., 1994) увеличивается на север с ~ 50 Ма в области эпицентра Суматра-Андаманского землетрясения до 90 Ма вблизи Андаманских о-вов. На врезке показаны вертикальные сечения с нанесенной сейсмичностью (Engdahl et al., 1998) с 1964 по 2002 гг., а также СМТ – решения для сильных событий ( $M_w > 5.9$ ) с 1973 г. по 25 декабря 2004 г. Звездочками севернее и южнее о. Симелуе обозначены, соответственно, эпицентры Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. и землетрясения вблизи о. Ниас 28.03.2005. Жирной прерывистой линией указано положение исследуемого профиля. Значения в квадратах показывают азимут скорости движения ИАП в районе о. Ниас (13°) и угол, образуемый направлением движения ИАП с рассматриваемым профилем.



Рис. 2. Вертикального профиля вкрест субдукционной зоны Западного фланга Зондской дуги через юго-восточную оконечность о. Ниас. Каждая из внутренних областей модели имеет свой идентификационный номер, в соответствие которому в таблице ставятся реологические свойства. На вертикальных границах модели и ее подошве задаются условия в смешанном (механическом) виде, на поверхности напряжения отсутствуют. Пунктиром выделена область, для которой будет проводиться анализ напряженно-деформированного состояния.

краевых условий. То же относится и к нижнему слою, обозначенному как «астеносфера». Он служит для «смягчения» влияния на нижней границе от погружающегося слэба.

**Реология модели.** Цель наших исследований – изучение деформационных явлений, охватывающих всю кору в целом (прогноз участков подготовки сильных землетрясений с  $M_w > 7$ ) – предопределяет необходимость задания в моделях механических свойств, отвечающих масштабу осреднения в первые километры и даже десятки километров, т. е. заданию эффективных свойств горных массивов. Это связано с тем, что кора имеет множество дефектов прочности в виде уже существующих разномасштабных (от первых сантиметров до десятков километров) трещин и разрывов. Поэтому параметры упругих модулей и прочности, полученные для малых образцов горных пород, будут завышать жесткость и прочность горных массивов (Николаевский, 1975).

Модуль Юнга  $E$  для различных доменов исследуемого участка литосферы подбирался на основе данных о скоростях продольных сейсмических волн  $V_p$  (Kieckhefer et al., 1981) в соответствии с вещественным составом и формулой (Pauselli, Federico, 2003):

$$E = \rho V_p^2 \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{3\nu}, \quad (1)$$

где  $\nu$  – коэффициент Пуассона,  $\rho$  – плотность пород.

Масштаб осреднения упругих модулей в этом случае соответствует линейному размеру в сотни метров – десятки километров. Верхняя граница масштабов (сейсмические волны для землетрясений с  $M_w > 5$ ) близка к масштабу осреднения (30-50 км) природных напряжений

по результатам тектонофизической реконструкции с использованием сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений (Ребецкий, 2007), которые использовались при подборе механических характеристик модели.

В таблице представлены данные о механических свойствах различных моделей. Отметим, что значение упругих модулей повышается с глубиной – мантия на упругой стадии деформирования является более жестким телом, чем кора. Величина коэффициента Пуассона для разных доменов литосферы варьировалась в небольшом диапазоне (0.25-0.3).

Области океана и внутреннего моря были заданы упругие модули и предел прочности на 5 порядков ниже, чем твердому телу, значение коэффициента Пуассона полагалось равным 0.495 (несжимаемое тело), а плотность соответствовала плотности морской воды. Тем самым достигался корректный и точный учет влияния веса водной среды (уровень действующих в этой среде девиаторных напряжений – не более 0.01 МПа).

Большая деформируемость – текучесть мантии определялась выбором модели упруго-пластического деформирования и величиной предела текучести. Считается (Николаевский, 1979), что ниже границы Мохоровичича порода находится в истинно пластическом состоянии, а выше нее в пределах нижней и средней коры имеет место «псевдопластичность», вызванная структурными особенностями строения коры. При выборе реологии мантии мы опирались на эти устоявшиеся представления и определяли породы мантии как упруго-пластическое тело Мизеса без упрочнения с соответствующим критерием текучести (идеальная пластичность после достижения предела упругости):

$$|I_2| \leq \tau_c, \quad (2)$$

где  $I_2$  – второй инвариант тензора напряжений;  $\tau_c$  – предел текучести, определяющий при выполнении равенства в условии (2) смену чисто упругой реакции среды на нагружение на упруго-пластическую.

Второй инвариант тензора напряжений при чистом сдвиге равен модулю значения максимального касательного напряжения  $\tau$  (полуразность значений главных напряжений), а при более общем напряженном состоянии зависит также от значения коэффициента Лодэ – Надаи ( $\mu_\sigma$ ), определяющего вид эллипсоида и тензора напряжений (Надаи, 1969):

$$I_2 = -\tau \sqrt{1 + \mu_\sigma^2 / 3}. \quad (3)$$

Предел истинной пластической текучести (предел упругости) сильно зависит от температуры и меньше от давления (Carter, Tsenn, 1987) и определяется на микроуровне действием механизмов дислокационной и рекристаллизационной пластичности. Исследования уровня природных девиаторных напряжений в мантии, выполненные на основе анализа размера зерен в мантийных включениях (Mercier, 1980) (механизм рекристаллизационной текучести), показали, что для глубин 80-100 км они могут составлять первые МПа, а при приближении к подошве коры – 10-20 МПа. Исходя из этого, для пород мантии значение предела текучести принималось равным 2-3 МПа.

Для пород коры накопление неупругих деформаций связано не истинной пластичностью, а течением, подобным пластическому, но осуществляемому за счет других механизмов. В верхней и средней коре это течение происходит за счет разрывных деформаций на трещинах (катакластическое течение), в нижней коре – за счет смещений по границам зерен и их поворота (квазипластическое течение) (Николаевский, 1996; Ребецкий, 2009). Такое течение в интервале коровых температур практически не зависит от температуры, но сильно зависит от всестороннего давления. Поэтому для пород коры в качестве модели среды следует использовать тело Друккера – Прагера, предельное состояние которого определяется двумя параметрами: пределом внутренней прочности  $\tau_c$  (внутреннее сцепление – inner cohesion strength) и коэффициентом внутреннего трения  $k_c$  (inner friction)

$$|I_2| \leq \tau_c + k_c p^*, \quad (4)$$

где  $p^*$  – эффективное давление (Терцаги, 1961), определяемое как разность тектонического давления в твердом каркасе пород  $p$  и флюидного давления  $p_f$ .

Согласно экспериментам на образцах горных пород (Ставрогин, Протосеня, 1992; Brace, 1978; Byerlee, 1978 и др.), внутренняя прочность сце-

пления сухих пород кристаллической коры при высоком уровне обжимающего давления (более 200 МПа) составляет 500 МПа, а коэффициент внутреннего трения 0.6. Как отмечалось выше, масштаб осреднения реологических свойств геосреды в рассматриваемой модели существенно превышает размеры лабораторных образцов. Это предопределяет существенное снижение параметров прочности и уровня девиаторных напряжений, которые должны формироваться в модели.

**Граничные условия и условия нагружения.** Применительно к проблемам геодинамики при моделировании деформаций в горных массивах можно выделить три основных типа воздействия: распределенные массовые силы, термоупругие напряжения и нагрузка, приложенная к боковым границам исследуемого участка литосферы, вызванная действием сопредельных литосферных плит и слоев мантии. В нашей модели существуют два типа нагрузок: 1) распределенных в объеме – массовые (гравитационные) силы; 2) действующих по границе (смещения). Нами были получены результаты расчета отдельно для первого способа нагружения, когда воздействием на исследуемый участок литосферы являются только массовые силы, создающие вклад в общее напряженное состояние в виде неоднородного поля напряжений из-за неодинаковых значений плотности и механических свойств различных доменов, так и для суммарного действия обоих способов нагружения.

В случае решения задачи только для действия массовых сил боковые границы и дно модели представляли собой гладкую твердую (недеформируемую) поверхность, а для верхней границы модели отсутствовали внешние поверхностные нагрузки ( $\sigma_n = 0$ ,  $\tau_n = 0$ ).

В задаче, для которой рассчитываются напряжения от отдельных горизонтальных движений плит или совместно действуют оба источника напряжений, условия бокового нагружения модели принимались на основе известных представлений о геодинамике субдукционных областей, вытекающих из тектоники литосферных плит. Верхняя (не плоская) поверхность модели свободна от внешней нагрузки: напряжения, являющиеся нормальными и касательными к поверхности, задаются нулевыми. На вертикальных торцах модели условия задаются в смешанном виде:  $V_x = u(y)$ ,  $\tau_{xy} = 0$  – горизонтальные смещения и нулевые касательные напряжения.

Закон изменения вдоль вертикальных границ горизонтальных смещений  $u(y)$  подбирается в соответствии с представлениями о характере смещений в океанической части литосферы и верхней мантии. Эти представления базируются

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ

ются прежде всего на данных горизонтальных смещений поверхности по результатам GPS наблюдений, а также на взглядах о характере движений в верхней мантии. Согласно данным GPS скорость горизонтальных смещений Индо-Австралийской плиты – 5-6 см/год (Chlieh et al., 2004) вдоль азимута ~ 13°, что в проекции на простираение профиля численной модели дает ~ 3.3-3.7 см/год. В наших моделях эта скорость

определяет амплитуду смещений океанической литосферы для ее запад-юго-западной вертикальной границы. Для подлитосферной части модели горизонтальные смещения варьировались. Нулевые смещения отвечали идее горизонтальных смещений океанической литосферы из-за давления со стороны океанического рифта (рис. 3). Смещения в мантии, большие по величине, чем смещения океанической литосферы,

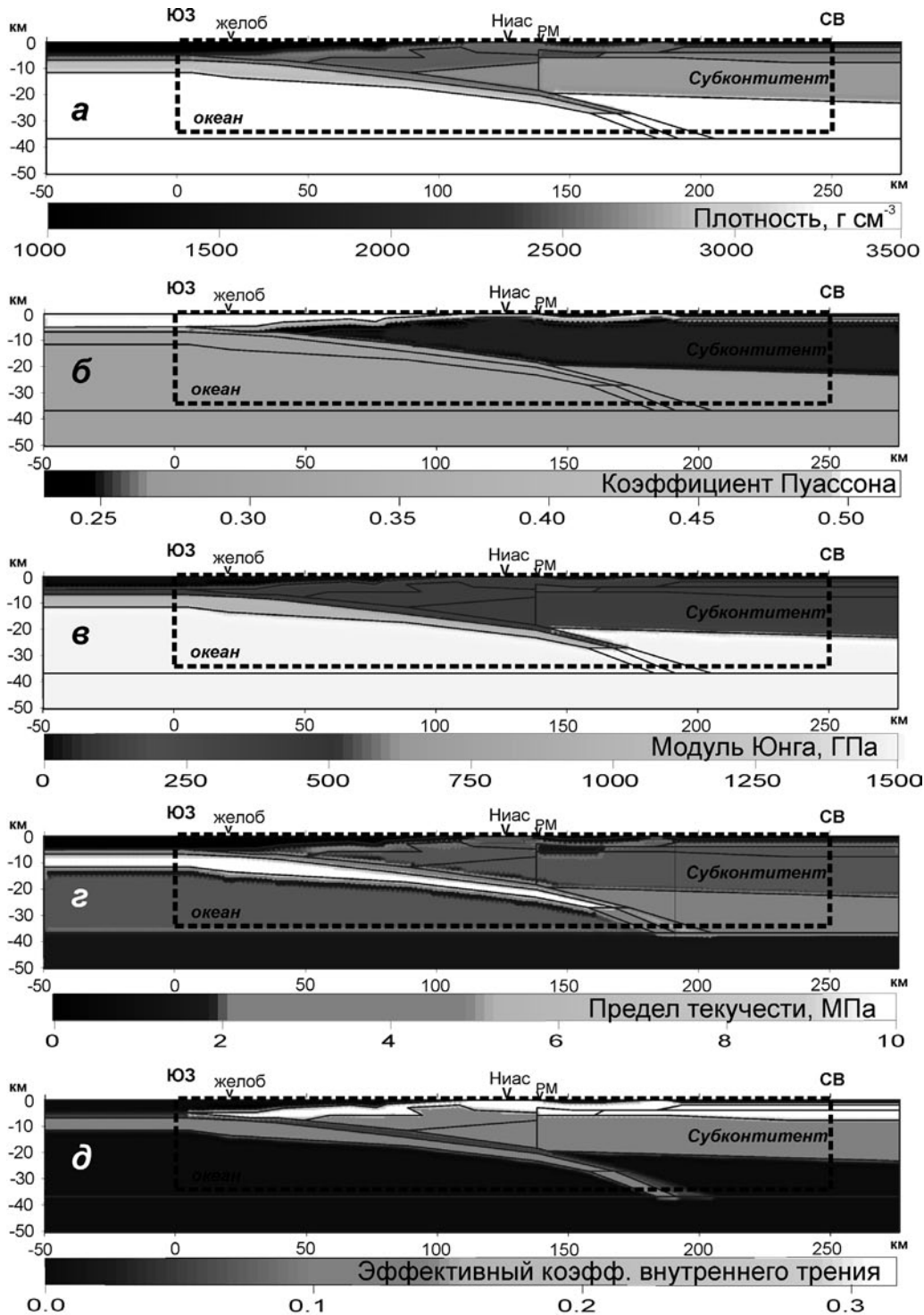


Рис. 3. Схемы задания краевых условий на боковых границах модели в виде смещений, нормальных к ним с указанием выбранной системы координат  $xOy$ .

уменьшающиеся постепенно до нуля к нижней границе модели, отвечают представлению о конвекции как движущей силе для литосферных плит. Вдоль всей восток-северо-восточной вертикальной границы модели горизонтальные смещения считаются нулевыми ( $V_x(y) = 0$ ). Вдоль нижней границы ( $y = 0$ ) отсутствует касательное напряжение ( $\tau_{xy} = 0$ ), а вертикальные смещения всюду нулевые, за исключением небольшого участка вблизи слэба  $V_y = v(x)$ . Амплитуды смещений подбирались из условия равенства площадей эпюр смещений вдоль вертикальной и горизонтальной границ:

$$\int_0^H V_x dy = \int_0^L V_y dx, \text{ при } H = 60 \text{ км, } L = 350 \text{ км. (5)}$$

**Численный комплекс.** Главным инструментом наших исследований является численный конечно-элементный комплекс UWAY, разработанный сотрудниками ИГЭ РАН (Власов и др., 1999). Этот комплекс позволяет рассчитывать модели со сложной геометрией и с различными критериями перехода в пластическое состояние, в нем реализованы алгоритмы решения больше-размерных матриц линейных систем уравнений, разрабатываемые в том числе в работах В.Н. Страхова (Методы..., 2007; Страхов и др., 2009). Аналогично большинству численных комплексов (Рычков, 2004; Шимкович, 2001) алгоритм расчета процессорного модуля UWAY базируется на минимизации внутренней упругой энергии при удовлетворении задаваемых краевых условий и реологических соотношений (Сегерлинд, 1979; Vlasov et al., 2000, 2004). В упругой области связь между тензором напряжений и деформаций определяется законом Гука, а в упруго-пластической области соотношение между приращениями компонентов этих тензоров определяет выбранный критерий текучести. Расчет для нелинейных задач, к которым относятся задачи для упруго-пластических сред, ведется итерационным образом, путем последовательного увеличения заданной нагрузки на деформируемых на предыдущих этапах нагружения границах без перестройки конечно-элементной сетки, что определяет требование малости деформаций (Власов, Мерзляков, 2009).

С позиции соблюдения условия подобия комплекс UWAY позволяет задавать удовлетворяющие природному объекту механические свойства модельной среды. Недостатком данного комплекса является невозможность для хрупкой части земной коры учитывать флюидное давление, формирующееся в процессе деформирования в трещинно-поровом пространстве горного массива, путем прямого использования уравнений закона Дарси для двухфазных сред. Отметим, что сложность эволюции внутренней

структуры разломных зон и границ контакта литосферных плит, во многом определяющая распределение флюидного давления, не поддается моделированию, поэтому проблема учета роли флюидного давления требует принципиально иного решения.

**Оценка напряжений и прочности природного массива.** Для определения значений эффективной прочности использовалась дополнительная информация, полученная в результате тектонофизической реконструкции природного напряженного состояния, выполненной ранее для исследуемого участка коры (Ребецкий, Маринин, 2006). Реконструкция напряжений на участке контакта океанической и континентальной плит осуществлялась по методу катакластического анализа разрывных нарушений (Ребецкий, 2007) с использованием данных о механизмах очагов землетрясений с  $M > 4.5$  предшествовавших Суматра-Андаманскому землетрясению 2004 г (за период 1976–2004 гг.). Этот метод позволяет рассчитывать не только ориентацию осей главных напряжений, но и оценивать величины напряжений, а также параметры эффективной прочности коры ( $\tau_c$ ). Последнее достигалось привлечением к расчетам данных о величине напряжений, сброшенных в очаге Суматра-Андаманского землетрясения. Масштаб осреднения реконструированных параметров тензора напряжений отвечал 30–50 км, что соответствует сформулированным выше требованиям.

Согласно результатам указанной реконструкции флюидное давление ( $p_f$ ) в трещинно-поровом пространстве коры на участке будущего очага этого катастрофического землетрясения достигало высоких значений, близких к литостатическому давлению ( $p_f / p_l = 0.95 - 1.0$ ). На участке южнее начала испарывания этого землетрясения (о. Ниас) флюидное давление было ниже и составляло 0.9–0.95 от литостатического значения. Расчет величины эффективного сцепления дал значение 3.5 МПа. Уровень максимальных касательных напряжений, средних для кристаллической части коры, составлял 5–10 МПа в области подготовки очага катастрофического землетрясения, а южнее, вблизи о. Ниас, наблюдалось повышение до 25–30 МПа. Заметим, что в областях больших значений девиаторных напряжений имеют место и большие величины эффективного давления  $p^*$ .

Отметим, что результаты оценки уровня природных девиаторных напряжений и прочности горных массивов (Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2007) достаточно существенно отличаются от теоретических оценок (Cloethingh, Burov, 1996; Govers et al., 1992; Sibson, 1974), где средние для коры напряжения в зонах конвергенции литосферных плит (области субгоризон-

тальной ориентации осей максимального сжимающего напряжения) определяются близкими к 400-500 МПа. Различие связано с тем, что в цитируемых работах западных коллег, с одной стороны, параметры прочности массивов горных пород ( $\tau_c$ ) принимаются равными прочности малых образцов (в качестве предельного соотношения используется закон Дж. Байерли (Byerlee, 1968) с прочностью сцепления 50 МПа), а с другой – распределение флюидного давления с глубиной определяется гидростатическим законом (вес жидкости на данной глубине). При таком подходе не учитывается падение параметров прочности, связанное с масштабным фактором, а также большое число данных, указывающих на то, что флюидное давление на больших глубинах может превышать гидростатические значения, даже приближаясь к литостатическому (Киссин, 1996, 2009; Кременецкий и др., 1989; Sibson, 1992).

**Эффективный коэффициент трения.** Поскольку в численном комплексе UWAY (как и во всех широко известных комплексах Ansys, Nastran, Mark и др.) нет возможности рассчитывать флюидное давление, как этого требуют задачи двухфазных сред (Николаевский, 1996), то в расчетах использовалось эффективное значение коэффициента  $k_c$ , в котором учитывалось понижающее прочность влияние флюида. Этот учет осуществлялся на основании гипотезы линейного увеличения с глубиной флюидного давления, а также на близости тектонического давления значениям литостатического веса горных пород на данной глубине ( $p_{lit}$ ). В этом случае эффективное давление может быть представлено в следующем виде:

$$p^* \approx (1-\lambda)p_{lit} \approx (1-\lambda)p \text{ при } \lambda = p_{fl} / p_{lit}, \quad (6)$$

а предельное соотношение (4) может быть переписано в следующем виде:

$$|I_2| \approx \tau_c + k_c(1-\lambda)p \approx \tau_c + \bar{k}_c p, \quad (7)$$

где  $\bar{k}_c = k_c(1-\lambda)$  – эффективный коэффициент трения, рассчитываемый при численном моделировании на основе априорных данных (по результатам реконструкции природных напряжений) о возможной величине флюидного давления в данном домене земной коры.

На основании изложенного подхода, данных работы (Ребецкий, Маринин, 2006) и дополнительных гипотез о распределении флюидного давления вдали от участка контакта океанической и континентальной плит были рассчитаны параметры эффективных значений коэффициента внутреннего трения (табл.). На рис. 4 показано распределение плотностей и параметров механических и прочностных свойств (табл.) для рассматриваемого профиля.

### ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОДЕЛИ

**Проблема начального напряженного состояния.** Поскольку реологическое поведение исследуемого геологического объекта определяется моделью упруго-пластического тела, это вызывает нелинейность реакции геосреды на линейно изменяющуюся нагрузку, невыполнение принципа аддитивности нагружения, а также зависимость этой реакции от пути нагружения (последовательности приложения нагрузок) (Ильюшин, 1948). Следовательно, важным вопросом является выбор последовательности приложения нагрузок (как распределенных – объемных, так и граничных – сосредоточенных), когда источников, их порождающих несколько. Фактически, эта проблема сводится к определению начального напряженного состояния модели и к выбору начальной формы границ модели.

Очевидно, что для рассматриваемого геологического объекта – области субдукции океанической плиты – результаты расчета напряжений в модели, где одновременно начинают действовать массовые силы и граничные нагрузки, не соответствуют природному процессу. Это связано с тем, что исходное (начальное) напряженное состояние в геологическом объекте всегда определяется массовыми силами. Именно на это состояние накладываются дополнительные напряжения, вызванные постепенно увеличивающимися силами (смещениями), приложенными к границам исследуемого участка литосферы в момент времени, когда под действием мантийных процессов здесь начал проявлять себя



**Рис. 4.** Исходные физико-механические параметры модели для численного моделирования напряжений. Здесь и далее геометрические размеры модели указаны в километрах.



Упругие и пластические свойства областей коры и верхней мантии (нумерация доменов – в соответствии с рис. 2).

№ обл.	Описание области	Плотность, кг м <sup>-3</sup>	Упругость			Пластичность		
			Модуль упругости, $E$ (МПа)	Коэффициент Пуассона $\nu$	Предел катакластической текучести $\tau_c$ (МПа)	Коэффициент внутреннего трения $k_c$ для $p_{fl} = 0$	Эффективный коэф. внутр. трения $\bar{k}_c$ для $p_{fl} = 0.38p_{lit}$	Эффективный коэф. внутр. трения $\bar{k}_c$ для разных значений $p_{fl}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Континентальная кора (АП)	2530	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.125
2	Континентальная кора (АП)	2690	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.125
3	Континентальная кора (АП)	2420	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.315
4	Океаническая кора	2600	60000	0.30	5	0.5	0.315	0.050
5	Океаническая литосфера	2900	100000	0.30	10	0.5	0.315	0.125
6	Океаническая мантия	3400	150000	0.25	2	0	0	0
7	Мантия (Аст)	3400	150000	0.25	1.5	0	0	0
8	Вода	1030	1000	0.495	0.1	0	0	0
9	Континентальная кора (АП)	3400	150000	0.25	3	0	0	0
10	Континентальная кора (АП)	2750	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.125
11	Океан. литосфера	3400	150000	0.30	5	0.5	0.315	0.125
12	Океаническая кора	3300	120000	0.30	3	0.5	0.315	0.050
13	Вода	1030	1000	0.495	0.1	0	0	0
14	Континентальная кора (АП)	2550	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.315
15	Континентальная кора (АП)	2650	40000	0.25	2	0.5	0.315	0.315
16	Вода	1030	1000	0.495	0.1	0	0	0
17	Континентальная кора (АП)	2510	30000	0.25	1.5	0.5	0.315	0.315

Примечание.  $E$  – модуль упругости;  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $\tau_c$  – предел катакластической текучести;  $\bar{k}_c$  – коэффициенты внутреннего трения для вариантов;  $p_{fl}$  – флюидное давление;  $p_{lit}$  – литостатическое давление. Сокращения: АП – аккреционная призма; ОС – осадочные породы; Аст – «астеносфера».

процесс субдукции. Безусловно, субдуцирующая океаническая плита (слэб), внедряясь в мантию, изменяет характер распределения массовых сил. Поэтому для получения наиболее достоверного решения необходимо проводить моделирование напряженного состояния в эволюции от начального напряженного состояния, определяемого неоднородностью распределения плотности на участке контакта океанической и континентальной литосферных плит, до современной стадии, когда из-за длительного движения океаническая литосферная плита внедрилась в мантию.

Численные модели, создаваемые на основе подобного подхода, требуют перестройки конечных элементов после определенного числа шагов нагружения, так как создаваемая сетка узлов элементов испытывает значимые деформации и

геометрические искажения начальной формы. При конечно-элементном моделировании наилучшие по точности расчеты отвечают сетке узлов с элементами, близкими к изометричным (для комплекса UWAY необходимо, чтобы соотношения длин сторон элементов не превышали 5-6). При решении задач геодинамики с использованием численных методов, ориентированных на изучение деформаций в глубинных слоях литосферы (двумерные вертикальные профили) или средние напряжения в гравитирующей литосфере, как правило (Bird, 1998; Mikhailov et al., 2002; Sobolev et al., 2005), считают, что оба этих типа воздействия приложены одновременно. Расчеты, выполненные на основе исследования влияния эволюции деформирования – единицы (Трубицын, 2008; Burov, Poliakov, 2001; Lavier,

Buck, 2002). Эти расчеты, как правило, относятся к исследованию типовых модельных структур, не привязанных к конкретному региону, либо процессов в которых сложностью строения литосферы можно пренебречь (конвекция в мантии).

**Исследование влияния параметров прочности.** Исследования напряженного состояния вдоль рассматриваемого профиля предварялись изучением роли параметров прочности коры на распределение и уровень напряжений. Были проанализированы три варианта значений коэффициента внутреннего трения (табл.). В первом варианте он принимался равным 0.5, что соответствовало представлениям о сухой (без флюида) коре (табл., колонка 7). Во втором варианте значения эффективного коэффициента трения  $\bar{k}_c = 0.315$  (табл., колонка 8) принимались исходя из гипотезы о гидростатическом законе распределения ( $\lambda = 0.38$ ). В третьем варианте для целого ряда участков коры (погруженная часть океанической литосферы – слэб, аккреционная призма) коэффициент трения  $\bar{k}_c = 0.315$  определялся исходя из  $\lambda = 0.38$ , для части коры с  $\bar{k}_c = 0.125$  – на основании значения  $\lambda = 0.75$ , а для контактирующей с мантийным клином участка погруженной океанической коры –  $\lambda = 0.9$  (флюидное давление близко к литостатике), что давало значение  $\bar{k}_c = 0.05$  (табл., колонка 9).

Эти модели анализировались для изучения начального напряженного состояния, обусловленного действием массовых сил в предположении современной формы внутренних и внешних гра-

ниц доменов. На рис. 5 представлены результаты расчетов в виде поля максимальных касательных напряжений.

Для сухой коры наблюдается наивысший уровень девиаторных напряжений, а при наибольшем флюидном давлении – минимальный. Во всех вариантах расчета наблюдается повышение уровня максимальных касательных напряжений в коре обеих плит с увеличением глубины: 170 МПа (рис. 5а) для сухой коры и 40 МПа (рис. 5в) для третьего варианта расчета. Наибольшие значения около 300 МПа для сухой коры и 60 МПа для третьего варианта расчета достигаются в погруженной части океанической литосферы – слэбе. По мере удаления от оси желоба в сторону океана напряжения в океанической литосфере уменьшаются в три раза (менее 0.3-0.5 МПа для разных вариантов расчета). В континентальной литосфере эти напряжения более стабильны.

Девиаторные напряжения для первых двух вариантов распределения флюидного давления и значений эффективной прочности оказались сильно завышенными. Оценки максимальных касательных напряжений в области аккреционной призмы к югу от о. Ниас (от 40 до 150 МПа) для варианта (рис. 5в) наилучшим образом согласуются с результатами реконструкции по данным сбрасываемых природных (Ребецкий, Маринин, 2006). Таким образом, далее целесообразно использовать прочностные параметры последнего обсужденного варианта (табл.).

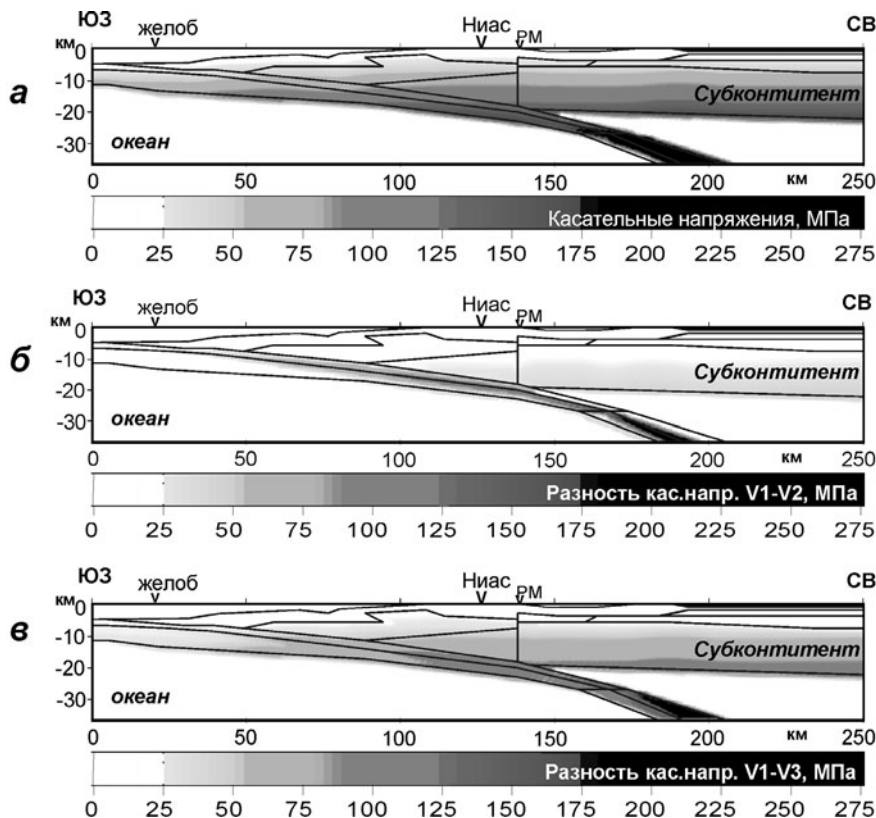


Рис. 5. Результаты расчета распределения максимальных касательных напряжений для трех вариантов флюидного давления в коре: а – максимальные касательные напряжения для первого варианта; б, в – разница между значениями максимальных касательных напряжений, соответственно, для первого и второго вариантов, а также для первого и третьего вариантов.

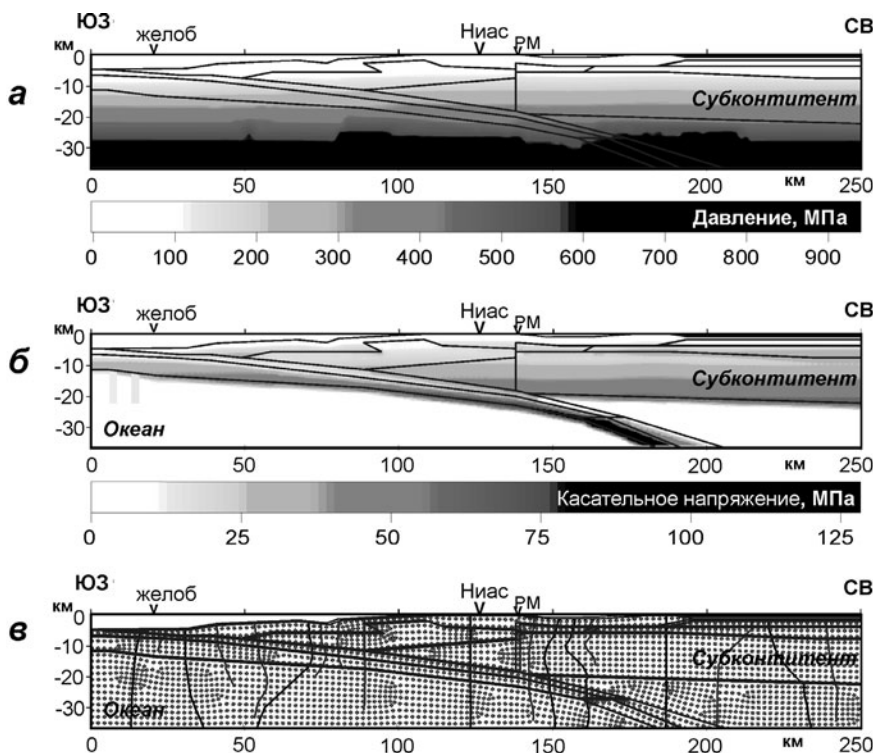
**Расчет начального напряженного состояния.** Численные расчеты осуществлялись по схеме нагружения, определяющей на первом этапе расчет начального напряженного состояния, вызываемого действием только внутренних массовых сил, отвечающих характеру современного распределения плотностных неоднородностей. На рис. 6 показаны распределения величины всестороннего тектонического давления, максимальных касательных напряжений, коэффициента Лоде – Надаи, а также ориентация осей главных напряжений алгебраически максимального сжатия и растяжения с выделенными траекториями максимального сжатия.

Как следует из рис. 6а в мантии (глубины более 30 км) на достаточном удалении на западо-запад и восток-северо-восток от желоба (левая и правая края модели) изменения по глубине всестороннего давления становятся близкими к линейному, отвечающему соответственно океаническому и субконтинентальному распределению плотности. Всестороннее давление в мантии на глубине 30-35 км составляет 0.8-0.9 ГПа для океанической и субконтинентальной частей. Наиболее сильные отклонения от достаточно однородного по глубине распределения, наблюдаемого вблизи краев модели, имеются на участке между желобом и погруженной частью океанической литосферной плиты, захватывая всю мантию под аккреционной призмой. Здесь наблюдается повышение давления на 8-10%.

Максимальные касательные напряжения при влиянии только массовых сил монотонно растут с погружением океанической коры от

0 МПа вблизи поверхности коры до 130 МПа (1.3 кбар) в слэбе (рис. 6б). При этом большие значения наблюдаются в подкоровой части океанической литосферы, что связано с заданными здесь большими значениями прочности. В субконтинентальной коре максимальные касательные напряжения наблюдаются вблизи ее подошвы – 40 МПа (400 бар). Эти напряжения, осредненные по мощности коры, близки к 15-20 МПа. В океанической плите под аккреционным клином максимальные касательные напряжения изменяются в пределах 10-50 МПа. Средние значения этих напряжений отвечают предельным величинам, полученным по результатам реконструкции природных напряжений в работе (Ребецкий, Маринин, 2006) при использовании данных о механизмах очагов землетрясений, и значениям сброшенных напряжений в очаге катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения 2004 г.

Анализ ориентации осей главных напряжений показал, что в центральной части модели ось максимального девиаторного сжатия ориентирована в основном субвертикально, а максимального девиаторного растяжения – субгоризонтально (рис. 6в). Такая ориентация наблюдается в погруженной части океанической литосферы (глубины более 15 км), в большей части аккреционного клина и субконтинентальной коре. Поскольку здесь океаническая плита погружается в мантию очень полого, то оси максимального сжатия практически ортогональны ее погружению, а оси девиаторного растяжения направлены вдоль погружения. На глубинах больше 25 км оси



**Рис. 6.** Результаты расчета распределения в модели: а – всестороннего давления, б – максимальных касательных напряжений, в – ориентации осей главных напряжений (линиями показаны отдельные траектории оси максимального сжатия) для начального напряженного состояния, обусловленного действием только массовых сил.

этих напряжений по отношению к направлению погружения составляют углы, близкие к 45°. Заметим, что промежуточная ось главного напряжения согласно выбранной модели (плоская двумерная деформация) ориентирована ортогонально плоскости модели (вертикальному сечению профиля, проведенному вкрест зоны субдукции).

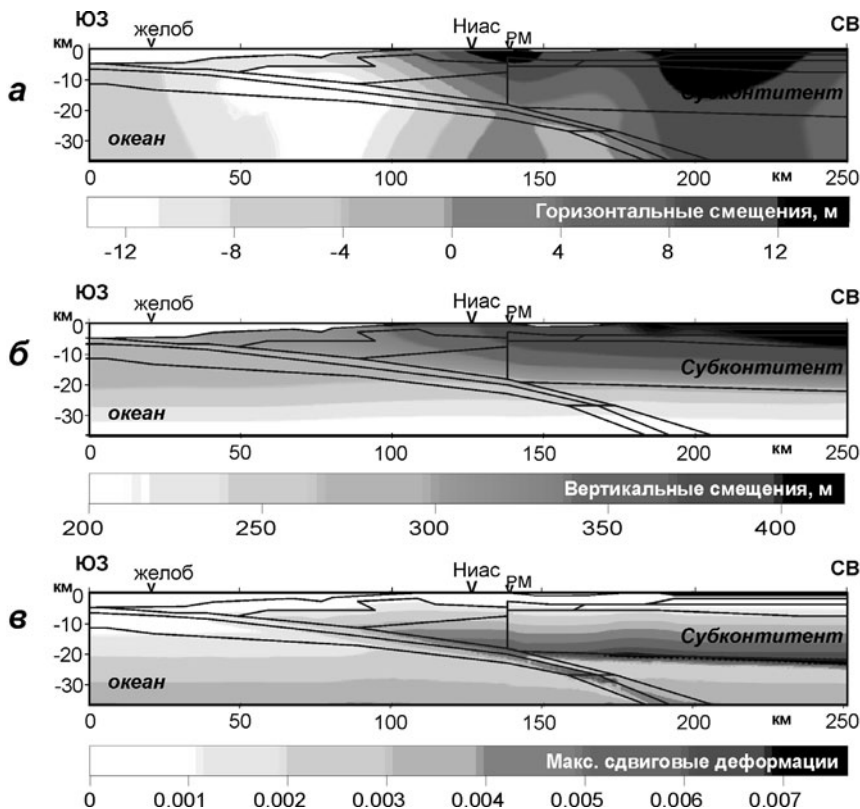
На рис. 7 представлены результаты расчета, определяющие характер деформирования модели. Отметим, что горизонтальные перемещения меняют свой знак вблизи контакта литосферных плит на глубинах более 20 км (рис. 7а). По мере приближения к поверхности область смены знака этих смещений выходит к островной дуге. Смена знака в перемещении не несет глубокого физического смысла из-за относительности этого параметра, однако приуроченность изолиний горизонтальных перемещений к границе контакта литосферных плит отражает особенности деформированного состояния модели.

Вертикальные перемещения вносят основной вклад в амплитуду полных перемещений, которые в коре субконтинентальной плиты на 15-20% выше, чем в океанической (рис. 7б). Здесь также видно влияние границы контакта литосферных плит на характер распределения изолиний. Полные деформации сдвига (упругие и пластические) возрастают с глубиной (рис. 7в) и этот градиент выше в коре субконтинентальной плиты. Меньший уровень деформаций сдвига в мантии обусловлен меньшим уровнем предела

текучности в сравнении с хрупкой прочностью коры и океанической литосферы.

**Анализ изостатической компенсации модели.** В геодинамике и тектонофизике часто используется предположение о близости вертикальных напряжений весу столба горных пород. В частности, на этой гипотезе основаны теоретические оценки уровня девиаторных напряжений в литосфере (Ребецкий, 2007; Cloethingh, Burov, 1996; Sibson, 1974). Эта гипотеза фактически определяет то, что горные породы находятся в изостатически скомпенсированном состоянии. Поскольку области субдукции не являются таковыми, важно оценить, насколько можно ошибаться, принимая это предположение при оценке природных напряжений.

Для каждого уровня глубины рассчитывался вес колонки пород для выбранной модели распределения плотности (табл.). Подобный расчет (рис. 8а) можно выполнить с помощью конечно-элементного анализа, если принять, что реология среды на исследуемом профиле описывается упруго-пластическим телом Мизеса без упрочнения, с одинаковыми модулями упругости для всех доменов при коэффициентах Пуассона, близких к 0.5, и заниженным на три порядка пределом текучести (0.02-0.05 МПа). При этом девиаторные напряжения будут близки к нулю, а модуль вертикальных напряжений на любой глубине модели – к всестороннему давлению и весу колонки пород. Точечные отклонения на рис. 8б в значениях максимальных касательных напряже-



**Рис. 7.** Результаты расчета для начального напряженного состояния, обусловленного действием только массовых сил распределения в модели: горизонтальных смещений (а), амплитуды полных перемещений (б), а также максимальных деформаций упруго-пластического сдвига (в).

ний  $\tau$  от фоновых (0.1 МПа) связаны с особенностями сетки конечных элементов. Заметим, что использование указанной реологической модели Мизеса без упрочнения в конечно-элементном комплексе UWAY приводит к большим деформациям, выравнивающим неровности рельефа в основном за счет вертикальных движений. Далее модуль вертикальных напряжений ( $|\sigma_y|$ ) для модели рис. 8а будем называть литостатическим давлением ( $p_{lit}$ ).

На рис. 9 показана разность вертикальных напряжений задач, представленных на рис. 6, 8 ( $|\sigma_y| - p_{lit}$ ), нормированных на литостатическое давление ( $p_{lit}$ ). Для кристаллической части континентальной коры при мощностях более 3-5 км гипотеза о близости вертикальных напряжений весу столба горных пород дает отклонение в среднем 15-25%. Это отклонение возрастает в осадочных покровах вблизи поверхности. В океанической коре данная гипотеза имеет разброс в отклонении от 0 до 20%.

### РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА МОДЕЛИ ДЛЯ ДВУХ ИСТОЧНИКОВ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Расчеты для модели с заданным движением океанической литосферы, имитирующими давление со стороны рифта в Индийском океане,

производились при последовательном увеличении амплитуды ее горизонтальных смещений в модели с начальным напряженным состоянием, отвечающим распределению массовых сил. Задавалось полное смещение левой границы океанической плиты из расчета накопления смещений за период  $\sim 20000$  лет, что составило  $\sim 700$  м. При расчете горизонтальные смещения левого края модели на уровне океанической литосферы постепенно увеличивались от 0 до 700 м (рис. 3). Небольшие перемещения на правой границе иллюстрируют возможность затягивания разупрочненного вещества мантийного клина под влиянием погружения слэба. На рис. 10 показана разность всестороннего давления для начального напряженного состояния и конечной стадии расчета (отрицательные значения отвечают увеличению давления для конечной стадии), а также касательные напряжения и значения коэффициента Лоде – Надаи для конечной стадии расчета. Здесь же представлена ориентация главных осей алгебраически максимального и минимального главных напряжений, а также фрагменты поля траекторий оси максимального сжатия.

Как показано, в континентальной коре конечной модели происходит перераспределение всестороннего давления (рис. 10а) в сторону его увеличения в сравнении с начальным напря-

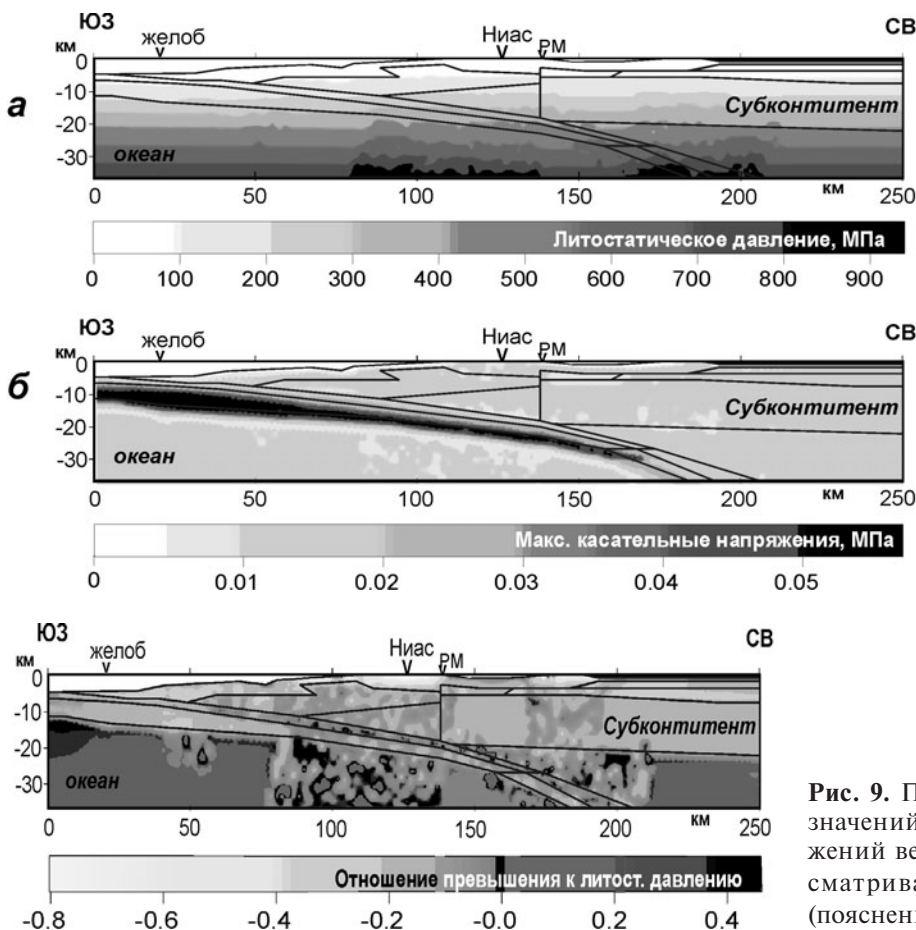
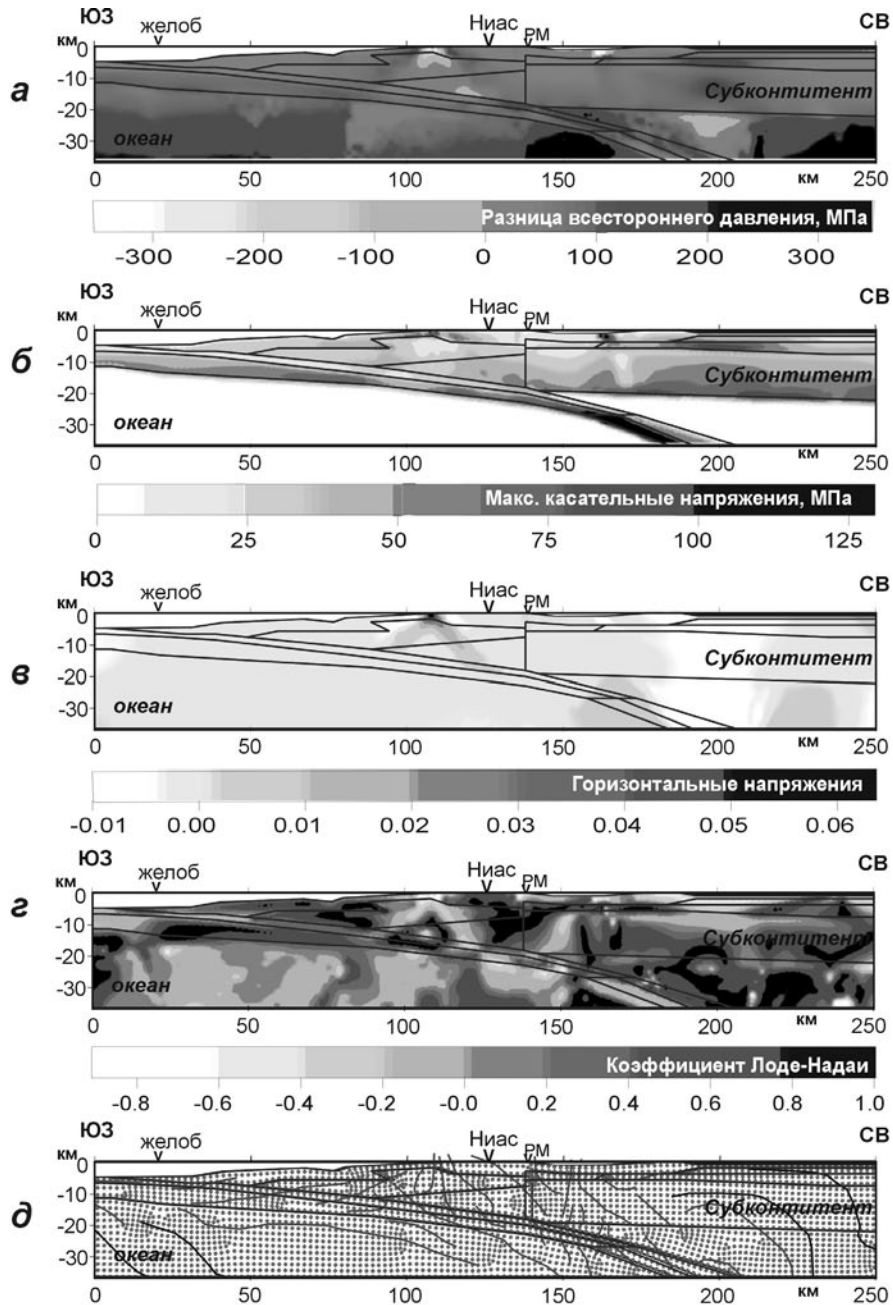


Рис. 8. Оценка литостатического давления модели распределения плотности, отвечающей таблице, и реологии, отвечающей телу Мизеса с пределом текучести 0.03 МПа и одинаковыми значениями модуля упругости: а – модуль вертикальных напряжений  $|\sigma_y|$  или литостатическое давление  $p_{lit}$ ; б – максимальные касательные напряжения.

Рис. 9. Проверка гипотезы о близости значений модуля вертикальных напряжений весу столба горных пород в рассматриваемой модели ( $(|\sigma_y| - p_{lit}) / p_{lit}$  (пояснения в тексте).

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ



**Рис. 10.** Результаты расчета напряжения в модели для конечного нагружения при эволюции нагружения (начальное напряженное состояние - собственный вес, горизонтальные смещения океанической литосферы): разность для конечной модели и начального напряженного состояния – всестороннего давления (а), максимальных касательных напряжений в конечной модели (б), горизонтального напряжения (в), значение в конечной модели – коэффициента Лодэ – Надаи (г) и ориентации главных осей напряжений (д).

женным состоянием на 40-70 МПа практически везде кроме *двух аномальных областей* вблизи поверхности модели. Всестороннее давление здесь резко падает, принимая у поверхности отрицательные значения (всестороннее растяжение). Выделение указанных областей является важным достижением нашего расчета. Их формирование связано с горизонтальными срывами в коре, обеспечивающими возникновение этих локальных участков горизонтального растяжения, и проявляется также в поле максимальных касательных напряжений (рис. 10б). От данных

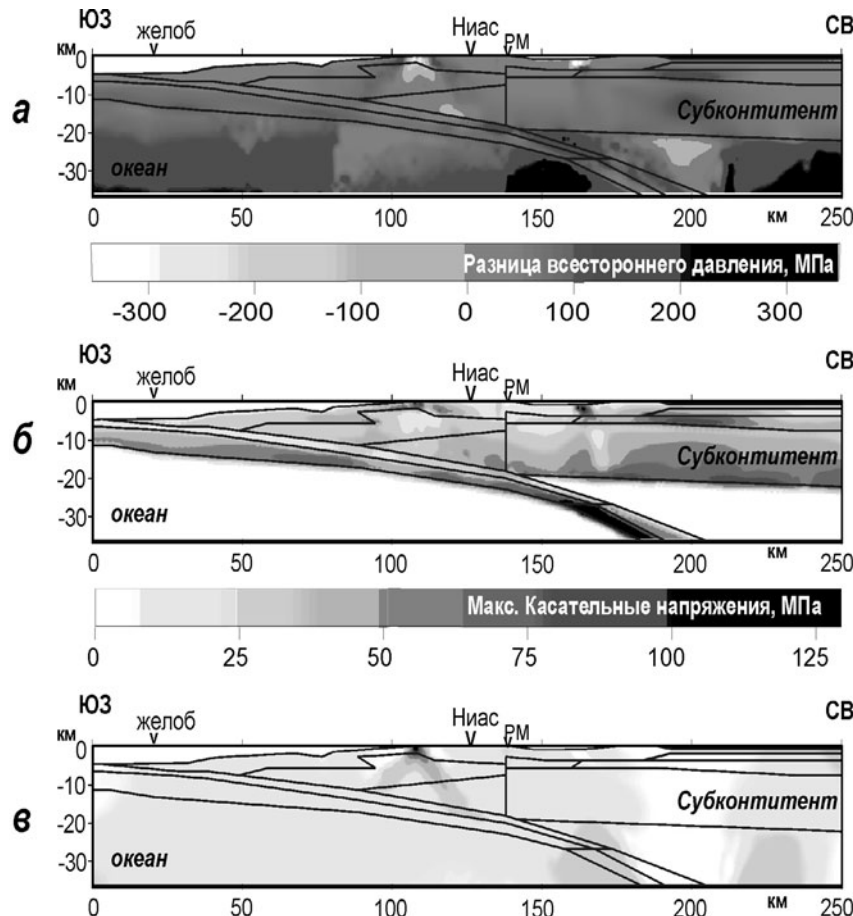
областей вниз под углами 30-60° расходятся области локального повышения девиаторных напряжений (рис. 10в) и локального изменения значений коэффициента Лодэ – Надаи (рис. 10г), где он близок к нулю (чистый сдвиг). Величина коэффициента Лодэ – Надаи в модели изменяется во всем диапазоне возможных его значений от -1 до +1, что отличает его распределение от модели начального напряженного состояния, где этот параметр тензора напряжений был близок к одноосному растяжению за исключением небольших участков вблизи поверхности.

Анализируя ориентацию главных осей тензора напряжений, отметим, что оси максимального сжатия в океанической части литосферы ориентированы под субконтинентальную литосферную плиту между осью желоба и о. Ниас. Эта ориентация отвечает задаваемому со стороны боковой границы горизонтальному движению и деформациям правого сдвига, возникающим на границе мантия — океаническая литосферная плита. Далее в глубоководной части слэба ориентация этих осей становится субвертикальной, отражающей гравитационную составляющую напряженного состояния. В аккреционной призме ориентация главных осей более сложная. Здесь вблизи одной из аномальных точек поверхности наблюдается стягивание траекторий максимального сжатия. Ориентация осей главных напряжений вблизи отмеченных выше аномалий напряжений диктует возможность реализации разрывов сбросового типа. Отметим также существование обширных областей в осадочном чехле аккреционной призмы и коре субконтинентальной плиты, где оси максимального сжатия субгоризонтальны.

На рис. 11 показано распределение в модели деформаций максимального сдвига и перемещений. Общие перемещения, полученные в модели в процессе полного нагружения (массовые силы +

горизонтальные движения), представлены на рис. 11а, преимущественно вертикальные. Деформации максимального сдвига (упругие и пластические) в коре субконтинентальной плиты возрастают к ее подошве. Выделяются три области локализации деформаций, две из которых имеют восток-северо-восточное погружение (под о. Суматра) а одна запад-юго-западное погружение под океанический желоб, связанные областями аномального напряженного состояния поверхности. Вблизи этих точек наблюдается уменьшение горизонтальных сжимающих напряжений (рис. 10в), что обеспечивает для упруго-пластического тела Друккер — Прагера благоприятные условия для развития пластического течения.

Для сравнения влияния на конечное состояние последовательности нагружения на рис. 12 представлены результаты расчета для случая, когда силы гравитации и горизонтальные перемещения океанической литосферы одновременно возрастают от нуля до их конечных значений. Отметим, что в этом случае областей локализации сдвиговых деформаций, подобных тем, что имеются на рис. 11, не возникает, а максимальный уровень деформаций в нижней части коры ниже на полпорядка. Также отсутствуют области аномального значения горизонтальных напряже-



**Рис. 11.** Результаты расчета для конечного нагружения (собственный вес + горизонтальные смещения океанической литосферы) распределения в модели: векторов и траекторий полных перемещений для конечной стадии нагружения (а); горизонтальных смещений (б), а также максимальных деформаций упруго-пластического сдвига (в).

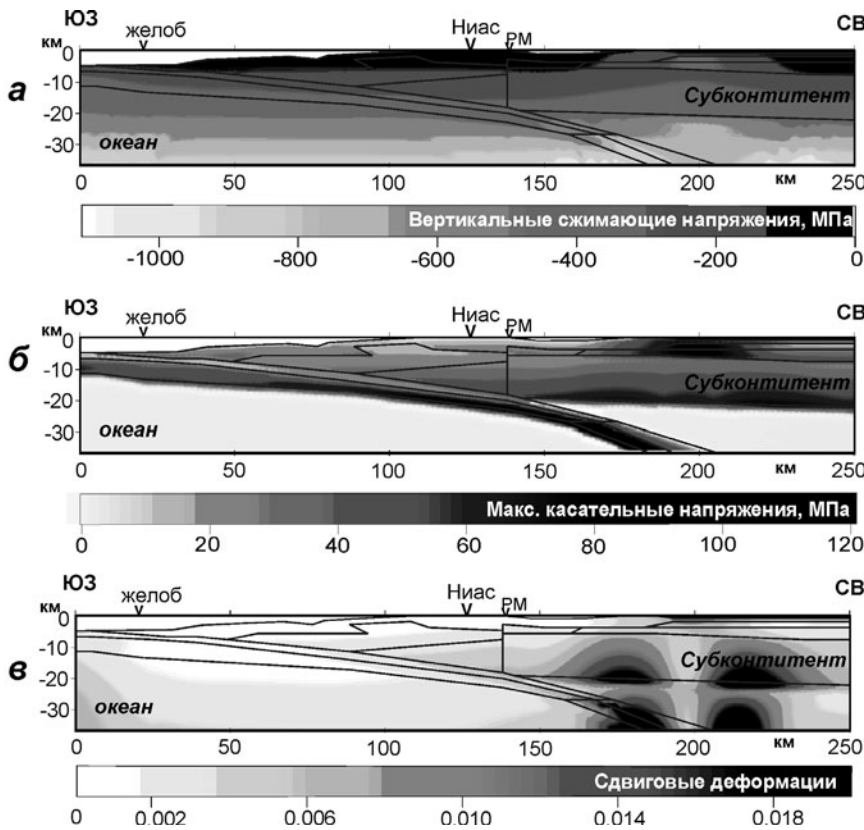


Рис. 12. Результаты расчета при одновременном воздействии собственного веса и горизонтального смещения океанической литосферы: горизонтальные напряжения (а), максимальные касательные напряжения (б), максимальных деформаций упруго-пластического сдвига (в).

ний и максимальных касательных напряжений, наблюдаемые в предыдущем решении.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Положение областей локализации пластических деформаций в виде наклонных полос с погружением под субконтинентальную плиту для участка Западного Фланга Зондской дуги, полученных по результатам расчета (рис. 11в), хорошо соответствуют наблюдаемым по геофизическим данным системам листрических разломов (Kieckhefer et al., 1980). Этот результат является следствием двух основных положений, которые были выполнены при моделировании. Во-первых, используя результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений, полученные в работе (Ребецкий, Маринин, 2006), были выбраны соответствующие значения пределов прочности горных пород литосферы. При расчетах вводился эффективный коэффициент внутреннего трения в критерии Друккера – Прагера (7), учитывающий разупрочняющее влияние флюида. Вторым важным положением, позволившим приблизить результаты математического моделирования к природному объекту, являлось требование максимальным образом учесть путь нагружения исследуемого объекта. Для этого в качестве начального напряженного состояния выделялось состояние, создаваемое массовыми силами. Наши исследования по-

казали, что полученный результат устойчив к определенным вариациям краевых условий и механических свойств и следовательно отражает совокупный эффект краевых условий нагружения и реологических свойств модели.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 09-05-01213, 09-05-01022.

**Список литературы**

Антипов А.А. Строение тектоносферы Зондской зоны субдукции на основе геофизических данных // Автореф. дисс. канд.геол.-мин. наук. М: МГУ, 2006. 32 с.  
 Власов А.Н., Мерзляков В.П. Усреднение деформационных и прочностных свойств в механике скальных пород. М.: Изд-во АСВ, 2009. 208 с.  
 Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Яновский Ю.Г. Численное моделирование напряженно-деформированного состояния волокнаполненных полимерных композитов при нагружении вплоть до момента разрушения // Механика композитных материалов и конструкций. 1999. Т. 5. № 4. С. 167-184.  
 Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГН РАН. 2000. № 2 (12) ([http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/2-2000/subduction.htm](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm)).



- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.* Задача о кинематике и напряженном состоянии слоя в связи с анализом современных движений в платформенных областях // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 7. С. 38-54.
- Гуревич Г.И.* Об исходных предпосылках моделирования в тектонофизике // Труды ИФЗ АН СССР. 1959. № 2 (169). С. 75-144.
- Гутерман В.Г.* Механизм тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наукова Думка, 1987. 172 с.
- Ильюшин А.А.* Пластичность. М.: Гос. техн. изд-во, 1948. 375 с.
- Киссин И.Г.* Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // ДАН. 1996. Т. 351. № 5. С. 679-682.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Нартиков В.Д., Ланидус И.В.* Комплекс геохимических и петрологических исследований глубоких и сверхглубоких скважин. Глубинные Исследования Недр в СССР // Докл. сов. геологов на XXVII сессии Междунар. Геологич. конгр. Л.: 1989, С. 212-226.
- Методы решения центральной вычислительной задачи гравиметрии, магнитометрии, геодезии и геоинформатики: сб. науч. статей. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2007. 221 с.
- Михайлова А.В.* Деформации и напряжения в слое над движущимися блоками фундамента (по результатам математического и физического моделирования) // Физика Земли. 2010. № 5. С. 70-76
- Надау А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2. 863 с.
- Николаевский В.Н.* Тензор напряжений и осреднение в механике сплошных сред // Прикл. мех. мат. 1975. Т. 39. Вып. 2. С. 374-379.
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН. 1979. Т. 249. № 4. С. 817-820.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 446 с.
- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538-542.
- Ребецкий Ю.Л.* Напряжения и реология пород земной коры // Десятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: Изд-во Горного института УрО РАН, 2009. С. 258-279.
- 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.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А.* Тектонофизическое моделирование структур сдвига // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. М.: Изд-во ИФЗ РАН. С. 103-140.
- Рычков С.П.* Моделирование конструкций в среде MSC.Visual NASTRAN для Windows. М.: Изд-во НТ Пресс, 2004. 552 с.
- Сегерлинд Л.* Применение метода конечных элементов / Под ред. Б.Е. Победри. М.: Мир, 1979. 392 с.
- Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.
- Стоянов С.С.* Механизм деформирования разрывных зон. М.: Недра, 1979. 144 с.
- Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э.* Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН, 2009. 254 с.
- Терцаги К.* Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат, 1961. 507 с.
- Трубицын В.П.* Уравнения тепловой конвекции для вязкой сжимаемой мантии Земли с фазовыми переходами // Физика Земли. 2008. № 12. С. 83-91.
- Шимкович Д.Г.* Расчет конструкций в MSC/NASTRAN for Windows. М.: Изд-во ДМК Пресс, 2001. 448 с
- Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии // Сб. научн. статей. М.: Наука, 1985. С. 50-62.
- Bird P.* Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere model including topography, thermal structure, and faults // JGR 1998. V. 103. № B5. P. 10115-10129.
- Bock Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F. et al.* Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B8. P. 2367-2388.
- Brace W.F.* Volume changes during fracture and frictional sliding // A Rev. Pure and Applied geoph. 1978. V. 116. P. 603-614.

- Burov E., Poliakov A.* Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B8. P. 16461-16481.
- Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 14. P. 4741.
- Byerlee J.D.* Friction of Rocks // *Pure and applied geophys.* 1978. V. 116. P. 615-626.
- Cande S.C., Kent D.V.* Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093-6095
- Carter N.L., Tsenn M.C.* Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophys.* 1987. V. 136. P. 27-63.
- Chlieh M., de Chabaliere J.B., Ruegg J.C. et al.* Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 695-711.
- Chlieh M., Avouac J-Ph., Hjorleifsdottir V. et al.* Co-seismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra-Andaman Earthquake of 2004 // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2007. V. 97. № 1A. P. S152-S173.
- Cloething S., Burov E.* Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 695-723.
- Curry, J. R., Moore D.G., Lawver L.A., et al.* Tectonics of the Andaman Sea and Burma // *Geol. Geophys. Invest. Cont. Mar.* 1978. V. 29. P. 189-198.
- Engdahl, E., Van der Hilst R., Buland R.* Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1998. V. 88. P. 722-743.
- Fitch T.J.* Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1970. V. 60. P. 565-591.
- Fitch T.J.* Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 4432-4462.
- Govers R., Wortel J.R., Cloething S.A.P.L., Stein C.A.* Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11749-11759.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J. et al.* A Mesozoic time scale // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24051-24074.
- Huchon P., Le Pichon X.* Sunda Strait and Central Sumatra fault // *Geol.* 1984. V. 12. №11. P. 668-672.
- Kieckhefer R.M., Shor Jr.G.G., Curry J.R.* Seismic refraction studies of the Sunda trench and forearc basin // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 863-889.
- Kieckhefer R.M.; Moore G.F.; Emmel F.J.* Crustal structure of the Sunda Forearc region west of central Sumatra from gravity data // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86, № B8. P. 7003-7012.
- Kopp H., Klaeschen D., Flueh J. et al.* Crustal structure of the Java margin from seismic wide-angle and multichannel refraction data // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B2. P. 1029.
- Lavier L.L., Buck W.R.* Half graben versus large-offset low-angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B6. ETG 8.1-8.13.
- McBride J.H., Karig D.E.* Crustal structure of the outer Banda arc: new free-air gravity evidence // *Tectonophys.* 1987. V. 140. P. 265-273.
- Mercier J-C.C.* Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № B11. P. 6293-6303.
- Mikhailov V.O., Tevelev A.V., Berzin R.G. et al.* Constraints on the Neogen-Quaternary geodynamics of the Southern Urals: comparative study of neotectonic data and results of strength and strain modeling along the URSEIS profile // *Geophys. Monograph. AGU*, 2002. V. 132. P. 273-286.
- Milson J., Walker A.* The Gravity Field of Sumatra. *Geology of Sumatra* // *Geol. Soc. Mem.* 2005. V. 31. P. 16-23.
- Newcomb K., McCann W.* Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № B1. P. 421-439.
- Pauselli C., Federico C.* Elastic modeling of the Alto Tiberian normal fault (central Italy): geometry and lithological stratification influences on the local stress field // *Tectonophys.* 2003. V. 374. P. 99-113.
- Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature.* 1974. V. 249. № 5457. P. 542-544.
- Sibson R.H.* Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence // *Tectonophys.* 1992. V. 211. P. 283-293.
- Sobolev S.V., Petrunin A., Garfunkel Z., Babeyko A.Y.* Thermo-mechanical model of Dead Sea Transform // *Earth Plan. Sci. Lett.* 2005. V. 238. P. 78-95.
- Socquet A., Vigny C., Chamot-Rooke N. et al.* India and Sunda Plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B05406.
- Vlasov A.N., Yanovsky Yu.G., Mnushkin et al.* Solving geomechanical problems with UWay FEM package // *Computational Methods in Engineering and Science* / Ed. V. P. Iu. Taylor & Francis, 2004. P. 453-461.
- Vlasov A.N., Mnushkin M.G., Yanovsky, Yu.G.* Object-oriented Approach in Programming of Finite Element Method // *Proceedings of the Third International Conference on Advances of Computer Methods in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* / Ed. S.A.Yufin, A.A. Balkema Publ. Co., 2000. P. 367-372.

ПОГОРЕЛОВ и др.

## NUMERICAL MODELLING OF STRESS STATE FOR WESTERN SUNDA SUBDUCTION REGION

**V.V. Pogorelov, V.N. Koneshov, Yu.L. Rebetskiy**

*Institute of the Physics of Earth RAS*

In this article the authors discuss a problem of adequate rheologic model of geologic environment for correct influence of gravitation forces on full stress state. The paper shows that the Poisson's ratio is one of key factors for a model object similar to a physical structure. Another major question for the problem definition of numerical experiments is correct material behaviour after yield strength, influence of fluid pressure and history of processes of deformation and stress. We used FEM-code UWay. Elasto-plastic rheology with Drukker-Prager and Mises criteria was used for 2D profile that crosses the Westren Sunda subduction zone. Set of strength parameters based on results of reconstruction of natural stress using CMT-mechanisms allowed detection of zones with plastic deformations which correlate with systems of listric faults in the viewed zone. The results are resistant to variations of model regime for oceanic lithosphere. Thus it is a result of complex influence of deformation history and rheologic properties of the model.

*Keywords: stress, elastic-plastic deformation, numerical modeling, tectonophysics.*