

**НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**

Ю.Л. Ребецкий, О.А. Кучай*, А.В. Маринин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Представлены результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений земной коры Алтае-Саянской горной области, выполненной с помощью метода катакластического анализа разрывных смещений и сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений. Метод позволяет получать параметры полного тензора напряжений путем привлечения в качестве дополнительных данных: обобщения результатов экспериментов по хрупкому разрушению образцов горных пород; сейсмологических данных о сброшенных напряжениях в очагах сильных землетрясений; данных о топографии и плотности пород. Результаты тектонофизической реконструкции напряжений показали существенную неоднородность напряженного состояния, выражающуюся не только в изменчивости простираения и погружения главных осей тензора напряжений, определяющих изменение и геодинамического режима земной коры, но и в близком расположении областей повышенного и пониженного всестороннего тектонического давления по отношению к литостатическому давлению. Диапазон дисперсии отношения тектонического давления к литостатическому составляет 0.59—1.31 при среднем значении для всего региона, близком к единице. В работе обсуждаются механизмы внешнего или внутреннего воздействия, способные формировать поле напряжений, полученное по результатам тектонофизической реконструкции.

Тектонофизика, геодинамика, напряжения, деформации, разрывы, механизмы очагов землетрясений, механизмы нагружения.

**STRESS AND DEFORMATION OF THE EARTH'S CRUST
IN THE ALTAI-SAYAN MOUNTAINOUS AREA**

Yu.L. Rebetsky, O.A. Kuchai, and A.V. Marinin

We present the results of tectonophysical reconstruction of natural stress of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region using cataclastic analysis of fault slips and seismic data on the focal mechanisms of earthquakes. This method allows one to obtain the parameters of the total stress tensor by invoking additional data: generalized experimental data on the brittle fracture of rocks, seismic data on the released stress of strong earthquakes, and data on the topography and density of rocks. The results of the tectonophysical reconstruction of stresses showed significant heterogeneity of the stress state, which is manifested not only in the variation of the strike and dip of the principal axes of the stress tensor, determining changes in the geodynamic regime of the Earth's crust, but also in the close location of the regions of high and low isotropic tectonic pressure in relation to the lithostatic pressure. The variance of the ratio of tectonic pressure to lithostatic pressure is in the range of 0.59–1.31, with an average value for the region close to unity. This paper discusses internal or external mechanisms capable of generating the stress field obtained by the tectonophysical reconstruction.

Tectonophysics, geodynamics, stresses, strains, faults, earthquake focal mechanisms, loading mechanisms

ВВЕДЕНИЕ

Тектонический обзор. Алтае-Саянская горно-складчатая область входит в Урало-Монгольский (Центрально-Азиатский) складчатый пояс, протягивающийся от Урала до побережья Тихого океана, и занимает промежуточное положение между горно-складчатыми системами Средней Азии (Тянь-Шань и

Современные движения. Оценки скорости сдвиговых смещений вдоль большинства крупных разломов Монгольского Алтая и Саян, выполненные по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2007], дают значения от 1 до 4 мм/год. Поле векторов горизонтальных смещений указывает на косую конвергенцию со скоростью около 6 мм/год блоков Монгольского Алтая, выделяемых по системам разломов. В работах [Саньков и др., 2003; Тимофеев и др., 2005] отмечается тенденция увеличения скорости горизонтальных движений по мере смещения к юго-западу от Сибирской платформы. В пределах Алтае-Саянской горной области значимые деформации в меридиональном направлении наблюдаются в окрестности оз. Убсу-Нур (10^{-8} — 10^{-9} год⁻¹). К югу и к северу от этого участка деформации резко падают. Расчет горизонтальных компонент деформаций на основании данных GPS-геодезии [Саньков и др., 2006], выполненный методом триангуляции с характерным размером 300—400 км базовых треугольников с вершинами в пунктах GPS-наблюдений, дает основную северо-восточную ориентацию осей укорочения. Данные GPS-геодезии о современных вертикальных смещениях показывают интенсивные скорости поднятия для Восточных Саян и Хангая.

В работах [Новиков и др., 2004; Новиков, 2004] поддерживается идея о том, что горообразование Алтая носит транспрессионный характер, который обусловлен сближением микроплит Центральной Азии. Этот вывод опирается на тот факт, что магистральные разрывные структуры имеют выраженную надвиговую и взбросовую составляющие, которые и обуславливают высотную дифференциацию блоков и формирование горного рельефа, синхронного с новейшей активизацией.

Сейсмический режим. Начиная с 1963 г. все землетрясения с $M > 3.4$ Алтае-Саянской области регистрируются сетью региональных сейсмических станций. Точность определения координат эпицентров укладывается в 5—15 км. Надежного определения глубин очагов в Алтае-Саянской области нет из-за большого расстояния между сейсмическими станциями. Эпицентральное поле землетрясений, произошедших в период инструментальных наблюдений (с 1963 по 2003 г.), свидетельствует об общей стабильности наблюдаемой картины распределения сейсмических событий [Жалковский и др., 1978; Благовидова и др., 1986]. Н.Д. Жалковским с соавторами показано [1995], что значительная часть землетрясений с $M > 3.4$ образует цепочки эпицентров вдоль хребтов. По Н.В. Лукиной [1996], сильнейшие землетрясения Алтая и Западных Саян приурочены к узлам пересечения молодых активных разломов субмеридионального простирания с разломами других направлений или произошли в зонах современных разломов [Кузнецова и др., 1999].

Исследования последних лет, выполненные на обновленной сети сейсмических станций Алтая, показывают, что эпицентры сейсмических событий в большей части концентрируются на границах горных систем и впадин [Гольдин и др., 2005; Еманов и др., 2005а,б], хотя отдельные землетрясения, иногда достаточно сильные происходят и в коре межгорных впадин и котловин (Зайсанское, Урег-Нурское). Большая часть землетрясений (см. рис. 1) приурочена к коре областей поднятия и хребтов. Для внутриплитовых горно-складчатых орогенов характерно существование крупных участков коры в виде депрессий, «молчащих» в сейсмическом проявлении. Так, для котловин Больших Озер, Убсу-Нур и Тувинской число землетрясений по разным каталогам составляет первые единицы при сотнях землетрясений в коре соседних хребтов и поднятий. *С позиции механизма формирования хрупкого разрушения подобный факт может говорить: либо о большей прочности пород коры депрессий, либо о повышенном значении отношения эффективного всестороннего давления к дифференциальным напряжениям.*

БАЗИС ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НАПРЯЖЕНИЙ

Исходные сейсмологические данные. Исследование напряженного состояния земной коры орогенов Алтая и Саян выполнялось на основе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений [Жалковский и др., 1995; Кузнецов и др., 1999; Гольдин, Кучай, 2007]. Для реконструкции напряжений использовались сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, полученные по записям местной сети сейсмостанций. Каталог механизмов очагов с $M_b > 3$ включал 308 событий с 1963 по 2003 г. (рис. 2). Глубина очагов землетрясений принимается равной 15 км, вследствие того, что нет надежного определения глубин очагов. Экспериментальными данными для определения механизмов очагов, используемыми в настоящей работе, явились записи землетрясений на сейсмических станциях Алтае-Саянской сейсмологической экспедиции, экспедиции при ИЗК СО РАН, Казахской сейсмологической экспедиции, Казахского национального ядерного центра, данные сейсмостанций Монголии, а также материалы о знаках смещений продольных волн, публикуемые в «Сейсмологических бюллетенях».

Предварительный анализ каталога показал, что плотность распределения эпицентров очагов землетрясений и их магнитудный диапазон позволяют говорить о возможности реконструкции напряжений с характерным латеральным размером осреднения в 50—70 км, а по глубине 30—40 км (кора в целом). При расчете параметров напряженного состояния обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0.25 \times 0.25^\circ$, расположенной на глубине 15 км. Выполнение всех процедур форми-

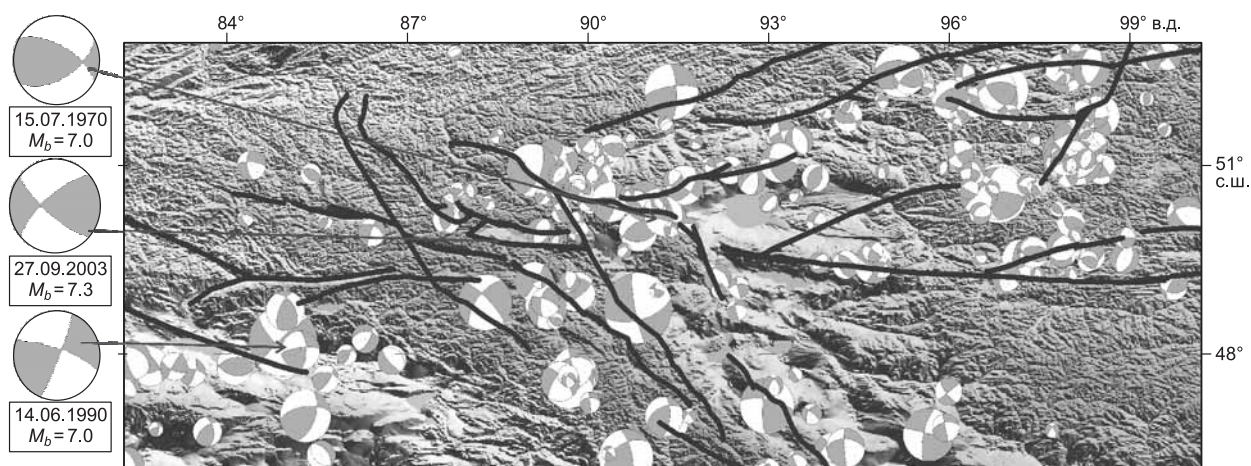


Рис. 2. Механизмы очагов землетрясений в земной коре Алтае-Саянской горной области.

Механизмы наиболее сильных землетрясений вынесены за пределы карты.

рования однородных выборок механизмов очагов землетрясений удалось завершить для 640 узлов сетки при числе землетрясений в таких выборках не менее шести. Узлы сетки отвечали центрам 640 квазиоднородных доменов, которым были присвоены полученные параметры тензора природных напряжений [Rebetsky et al., 2012].

Отметим, что в работах [Жалковский и др., 1995; Кузнецова и др., 1996, 1999; Трифонов и др., 2002; Гольдин, Кучай, 2007] на основе данных о механизмах очагов землетрясений анализировались сейсмотектонические деформации исследуемого региона по методике Ю.В. Ризниченко [1985]. Однако масштаб усреднения деформаций в этих расчетах был существенно большим, что предопределило потерю целого ряда важных особенностей, свойственных коре внутримитовых орогенов.

Тектонофизический метод реконструкции природных напряжений. Для изучения напряженного состояния земной коры Алтая и Саян был использован метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 1999, 2003, 2005, 2007а, 2009а,б]. В МКА, так же как и в ряде широко известных методов [Гущенко, 1975, 1979, 1996; Никитин, Юнга, 1979; Angelier, 1984; Gephard, Forsyth, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987], базисом для расчета напряжений являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений. В отличие от указанных выше методов в алгоритме МКА имеются процедуры расчета не только параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, но и относительных значений шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Эти возможности метода обеспечены привлечением в алгоритм расчета экспериментальных наблюдений по разрушению образцов горных пород — кулонова критерия хрупкой прочности [Mogi, 1964; Byerlee, 1967; Brace, 1972; Ставрогин, Протосеня, 1992], обобщенных на реальные трещиноватые горные породы в виде полосы разрушения на диаграмме Мора [Ребецкий, 2003, 2005, 2007а]. В МКА используются также данные о величине напряжений, снимаемых в очагах сильных землетрясений, о топографии и крупных внутрикоровых неоднородностях. На основе этих дополнительных данных оцениваются эффективные параметры хрупкой прочности горных массивов, уровень среднего для коры флюидного давления в трещинах и величины напряжений.

Важной особенностью метода является выделение квазиоднородно деформируемых доменов, в пределах которых формируется однородная выборка механизмов очагов землетрясений. В алгоритме МКА существуют процедуры выделения таких землетрясений, опирающиеся на энергетические принципы теории пластичности (диссипация энергии упругих деформаций на разрывных смещениях).

Еще одной важной особенностью МКА является совместный расчет как параметров тензора напряжений, так и тензора приращений сейсмотектонических деформаций. В нем, так же как и в методах J. Angelier [Angelier, 1984] и О.И. Гущенко [1979], производится локализация на единичных полусферах областей возможного выхода осей главных напряжений σ_1 и σ_3 (суммирование квадрантов сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений), что отвечает выбору таких ориентаций этих осей, для которых землетрясения в однородной выборке приводили бы только к уменьшению внутренней энергии, накопленной в упругих деформациях [Bott, 1959]. Выбор единственного решения из всей совокупности возможных положений осей главных напряжений решается в МКА на основе нахождения максимума диссипации энергии упругих деформаций на тензоре приращений сейсмотектонических деформаций, рассчитываемом для землетрясений из однородной выборки.

Заметим, что оценка напряжений, действующих в коре по данным о разрывных смещениях, является обратной задачей тектонофизики [Гзовский, 1975], что объясняет использование термина *реконструкция природных напряжений*. Решение этой обратной задачи тектонофизики на основе данных о механизмах очагов землетрясений, произошедших в последние десятилетия, определяется результатом реконструкции полей современных напряжений, отвечающее параметрам тензора напряжений, действующим в настоящий период времени.

ПАРАМЕТРЫ ЭЛЛИПСОИДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Ориентация осей главных напряжений. Реконструкция параметров эллипсоида напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, выполненная в рамках *первого этапа* расчета МКА [Ребецкий, 1999, 2007а], позволила построить карты ориентации главных осей тензора напряжений, а также районировать кору по виду тензора (эллипсоида) напряжений и геодинамическому режиму, определяемому типом напряженного состояния. На рис. 3, *а* показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений алгебраически минимального напряжения σ_3 . Обратим внима-

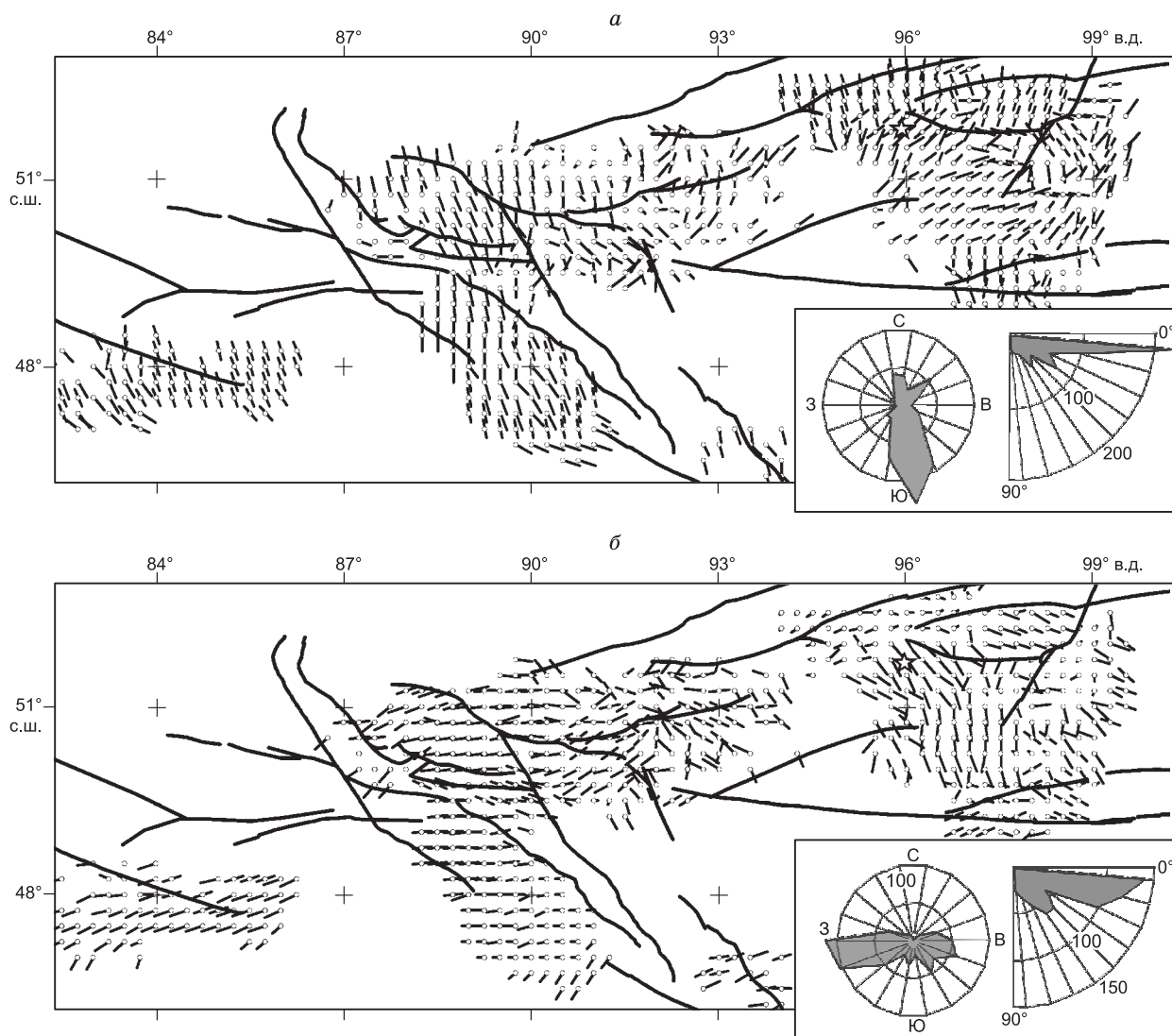


Рис. 3. Проекция осей главных напряжений.

а — алгебраически минимальные напряжения (максимальное сжатие) σ_3 ; *б* — алгебраически максимальные напряжения (девиаторное растяжение) σ_1 . Оси построены в направлении погружения: кружок показывает начало оси при угле падения более 15°, другой конец — направление погружения. Короткие оси отвечают большим углам погружения. Если кружок находится в середине оси, это означает, что угол погружения менее 15°. В нижней части рисунка показаны круговые диаграммы, определяющие представимость отдельных диапазонов значений — число событий в секторах 20° и 10° соответственно для азимутов простирания и углов погружения осей главных напряжений. Звездочкой отмечено положение двух Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г.

ние, что в большей части исследуемой области достаточно пологая ориентация погружения этих осей направлена на юг (см. круговую диаграмму). Средний угол погружения этих осей составляет 26° . Ориентация другой главной оси σ_1 имеет субширотное простирание с более широким изменением угла погружения (см. рис. 3, б). На фоне этого статистически представительного распределения простирания и углов погружения осей главных напряжений имеется множество локальных областей, где ориентация осей испытывает существенные отклонения.

В восточной части Горного Алтая субгоризонтальное положение оси максимального сжатия σ_3 приурочено в основном к горным областям и поднятиям (Катунский и Джебашский антиклинории), а субвертикальное — к котловинам и прогибам (Тувинская и Убсу-Нурская котловины). Для Западных Саян ориентация осей этого главного напряжения крайне неустойчива как по простиранию, так и по погружению. Нам представляется, что подобный характер напряженного состояния сопряжен с существенным преобладанием в строении этого участка коры межгорных впадин и котловин в сравнении с горными поднятиями. В коре слабосейсмичных межгорных впадин землетрясения часто имеют место механизмы сбросового типа, что в сочетании с механизмами землетрясений взбросового и сдвигового типов в коре горных хребтов и предопределяет неустойчивость реконструкции напряжений.

В центральной зоне Восточных Саян оси максимального сжатия имеют устойчивое субгоризонтальное положение и с севера на юг меняют свое простирание с север—северо-западного на северо-восточное. Южнее, в пределах Восточно-Тувинского горного поднятия и Тувино-Северомонгольского массива, они принимают более крутое погружение в северо-восточном направлении. Эти два региона разделяются узкой зоной субширотной ориентации оси максимального сжатия, протянувшейся вдоль Сангиленского плато. В горных участках Монгольского Алтая оси максимального сжатия вновь принимают субгоризонтальное положение с простиранием с севера на юг. На самом востоке исследуемого региона ориентация этих осей вновь выглядит мозаичной и меняется от субширотной до субмеридиональной.

Из представленных круговых диаграмм (см. рис. 3) следует, что субгоризонтальное (менее 30°) погружение осей максимального сжатия наблюдается для 60 % доменов, а 12 % доменов имеет крутое (более 60°) погружение этих осей. Дополнительный анализ показал, что в 75 % доменов реконструкции напряжений, приходящихся на участки поднятий, ориентация оси максимального сжатия субгоризонтальная (погружение менее 45°). В 75 % доменов реконструкции напряжений, приходящихся на участки крупных межгорных впадин или передовых прогибов, ориентация оси максимального сжатия — субвертикальная (погружение более 45°).

Тип геодинамического режима и вид тензора напряжений. Показанная выше ориентация осей главных напряжений позволяет выполнить геодинамическое районирование исследуемого региона. На рис. 4 дана схема разделения участков коры на шесть геодинамических типов (типов напряженного состояния), получаемых на основе анализа положения вектора на зенит по отношению к осям главных напряжений [Ребецкий, 2007а].

На рис. 5 представлено поле параметра, определяющего тип геодинамического режима, который для исследуемой территории дает весь спектр возможных состояний от горизонтального сжатия (ось σ_1 субвертикальна, см. рис. 3, б) и сдвига (ось σ_2 субвертикальна) до растяжения (ось σ_3 субвертикальна, см. рис. 3, а) при среднем типе — горизонтальный сдвиг. Для Горного Алтая преобладают домены горизонтального сдвига и его сочетание с растяжением. Отметим локальные участки горизонтального растяжения, наблюдающиеся для земной коры Чуйской и Курайской межгорных впадин и вблизи западного и восточного окончаний Южно-Чуйского разлома. Кора Западных Саян, в которой преобладают котловины и крупные межгорные впадины (Тункинская, Убсу-Нурская впадины, Ачитнурский и Хемчинско-

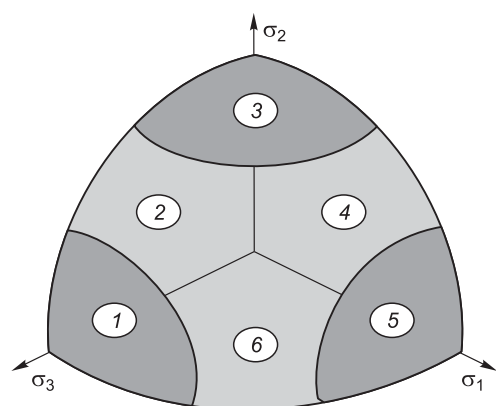


Рис. 4. Типы геодинамических режимов, ось на зенит находится внутри октанта, образованного тремя главными осями напряжений.

Трехмерный рисунок дан в аксонометрии, взгляд наблюдателя направлен вдоль октаэдрической оси. На поверхности октанта показаны линии, разделяющие ее на шесть секторов. 1, 3, 5 — сектора, которые выделяются коническими конусами с углами 30° , проведенными вокруг трех главных осей: 1 — горизонтальное растяжение — ось σ_3 субвертикальна, 3 — горизонтальный сдвиг — ось σ_2 субвертикальна, 5 — горизонтальное сжатие — ось σ_1 субвертикальна; 2, 4, 6 — другие геодинамические режимы, являющиеся промежуточными для главных: 2 и 4 — сочетание горизонтального сдвига с горизонтальным растяжением (σ_1 субгоризонтальна) или с горизонтальным сжатием (σ_3 субгоризонтальна) соответственно; 6 — сдвиг (перекашивание) вертикального сечения, ось σ_2 субгоризонтальна.

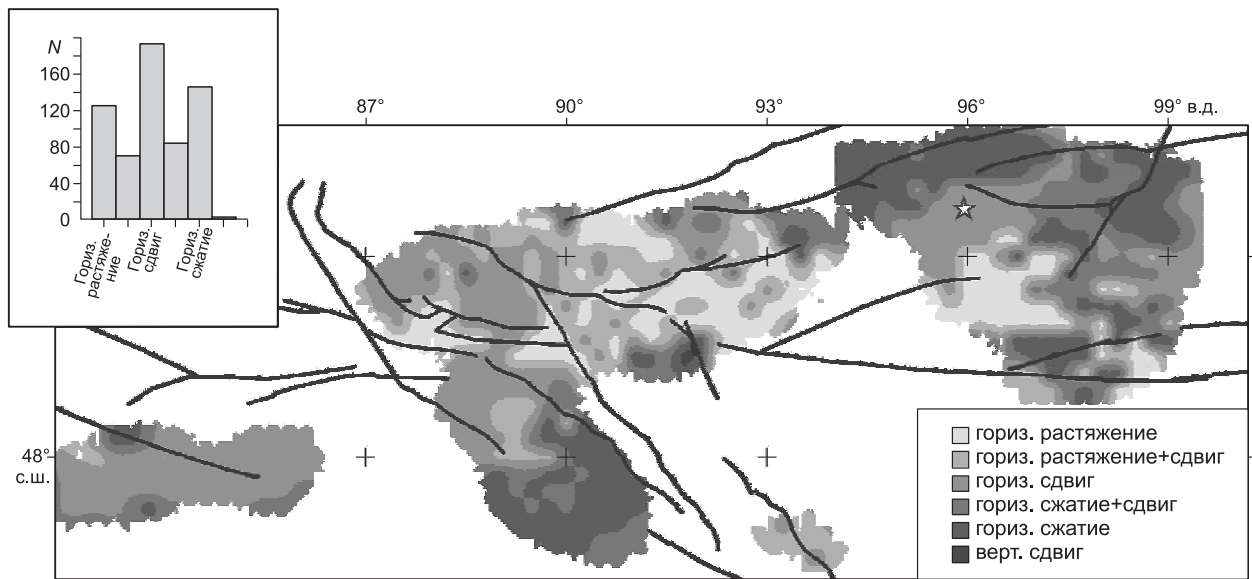


Рис. 5. Тип геодинамического режима согласно схеме рис. 4.

На диаграмме показано число доменов, где имелись данные о напряжениях с различным типом геодинамических режимов. Звездочкой отмечено положение двух Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г.

Тувинский прогибы), в основном находится в состоянии горизонтального растяжения и его сочетания со сдвигом. При продвижении к югу в Монгольский Алтай и к востоку в Восточные Саяны тип геодинамического режима сменяется на горизонтальное сжатие и его сочетание со сдвигом. Обширная область горизонтального растяжения наблюдается для Тувинско-Северомонгольского массива, для Зайсанской котловины — обстановка горизонтального сдвига.

Как видно из диаграммы рис. 5 (число доменов с различным типом геодинамического режима), состояние горизонтального сдвига является наиболее представительным (около 30 % доменов), а состояния горизонтального сжатия и растяжения охватывают близкое число доменов — около 20 и 25 %.

После первого этапа рассчитывается также коэффициент Лоде—Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений и, соответственно, тип тензора напряжений. Его значения в 70 % доменов земной коры близки к чистому сдвигу $|\mu_0| \leq 0.2$. К наиболее крупным по площади исключениям следует отнести Тувинскую и Убсу-Нурскую котловины, в которых существует несколько участков коры с тензором напряжений вблизи одноосного сжатия.

Параметры напряженно-деформированного состояния в системе координат, связанной с осью на зенит. Мощность сейсмогенного слоя — земной коры, в пределах которого определяются параметры напряжений, много меньше латеральных размеров исследуемой территории. Пренебрегая рельефом поверхности и подошвы коры, можно говорить о распределении напряжений в плите с соотношением характерных латеральных размеров к мощности как 30—50 к 1 (тонкая плита). В этом случае параметры тензора напряжений среднего для коры—плиты удобно представлять нормальными напряжениями максимального и минимального сжатия, действующими в латеральном направлении, и касательными напряжениями, приложенными к подошве плиты. Заметим, что подобные касательные напряжения следует именовать как поддвиговые, отражающие взаимодействие между корой и мантией.

На рис. 6, а показаны траектории осей максимального сжатия, действующие в латеральном направлении, которые имеют более упорядоченную ориентацию, чем проекции осей погружения главных напряжений (см. рис. 3). На этом рисунке, прежде всего, выделяется меридиональное и северо-западное простирание осей максимального латерального сжатия в земной коре Зайсанской котловины, в Горном и Монгольском Алтае, в Куртушибинском антиклинории и в центральной зоне Восточных Саян. Подобная ориентация осей сжатия соответствует простиранию шарниров складок и антиклиналей в пределах Катунского выступа и в южной части Куртушибинского антиклинория. Определенное соответствие существует в области с северо-восточной ориентацией оси максимального латерального сжатия, в области сочленения Тувинской котловины с центральной зоной Восточных Саян. На рис. 6, а также показано нормированное на максимальное касательное напряжение значение девиаторной компоненты максимального латерального сжатия. Отметим определенную схожесть данных рис. 6, а и 5. В областях геоди-

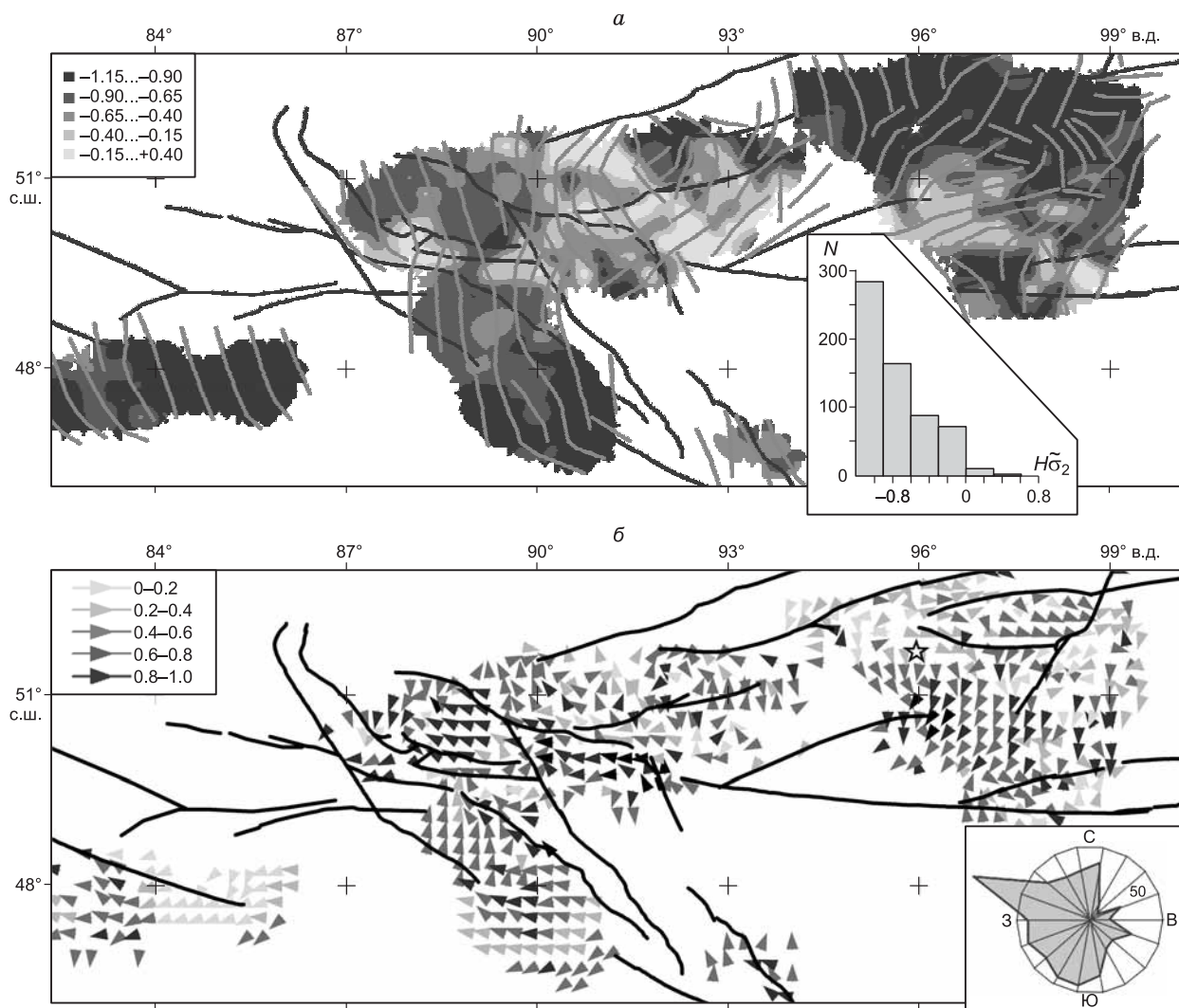


Рис. 6. Траектории осей максимального сжатия в латеральном направлении (линии серого цвета) и их значения, редуцированные на максимальное касательное напряжение (масштаб относительных величин показан в верхнем левом углу) $H\tilde{\sigma}_2$ (а), а также ориентация поддвиговых касательных напряжений τ_z (б), действующих на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли, и их относительная величина (нормировка на величину максимальных касательных напряжений, интенсивность серого отвечает относительной величине, см. врезку в верхнем левом углу).

В правом нижнем углу показаны диаграммы: а — определяет число доменов для конкретного диапазона значений $H\tilde{\sigma}_2$, б — показывает число доменов с ориентацией поддвиговых касательных напряжений в соответствующем направлении (сектора суммирования по 20°).

намического режима горизонтального сжатия, определенных нами в соответствии со схемой рис. 4, в горизонтальном направлении действуют наибольшие сжимающие напряжения, а для режимов горизонтального растяжения девиаторные напряжения в латеральном направлении растягивающие. Следует также обратить внимание на Зайсанскую и Джунгарскую котловины, где при режиме горизонтального сдвига имеет место высокий уровень латеральных сжимающих напряжений.

Ориентация поддвиговых касательных напряжений показывает, что максимальное воздействие нижежащей мантии на кору наблюдается в Горном Алтае, в Куртушибинском антиклинории, в центральной части Монгольского Алтая, в пределах Восточно-Тувинского поднятия и Сангиленского выступа (см. рис. 6, б). Здесь касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, составляют более половины от величины максимальных касательных напряжений. В указанных областях поддвиговые касательные напряжения ориентированы в основном с востока на запад и с северо-востока на юго-запад. Повышенные значения этих напряжений встречаются в большей степени в коре областей поднятий

(Горный и Монгольский Алтай, Тувино-Северомонгольский массив), горных хребтов, а пониженные — в котловинах (Зайсанская, Тувинская).

Согласно диаграмме распределения числа доменов с разными значениями азимута, определяющего направление поддвиговых касательных напряжений τ_z , видно, что преимущественным направлением этих касательных напряжений является диапазон с азимутом от 180 до 360° с максимумом вблизи 270 — 290° . Подобная ориентация определяет направление преимущественного проскальзывания коры относительно мантии с запада на восток.

ВЕЛИЧИНЫ ПОЛНОГО ТЕНЗОРА НАПРЯЖЕНИЙ

Редуцированные напряжения. В соответствии с алгоритмом МКА на втором этапе реконструкции шаровая и девиаторные компоненты тензора напряжений оцениваются с точностью до нормировки (редуцированные напряжения) на неизвестную величину внутреннего сцепления τ_f , являющегося усредненным параметром прочности массивов горных пород [Ребецкий, 2005]. Масштаб усреднения прочности отвечает масштабу усреднения напряжений, что для данного региона отвечает линейному масштабу 50 — 70 км. В силу масштабного фактора значение усредненной прочности массивов горных пород может существенно отличаться от значений, полученных для образцов горных пород (20 — 100 МПа [Byerlee, 1967]), и поэтому в рамках МКА для оценки τ_f разработан алгоритм, реализуемый в ходе третьего этапа реконструкции. Для выделения реализованной плоскости каждого землетрясения из этой выборки используется критерий, предложенный в работах [Ребецкий, 2003, 2005, 2007а, 2009а,б], согласно которому из двух нодальных плоскостей выбирается плоскость, доставляющая большее значение кулоновых напряжений.

Результаты реконструкции второго этапа показали неравномерность распределения в исследуемом регионе редуцированных значений эффективного всестороннего давления (рис. 7) (разность между давлением в горных породах и флюидным давлением трещинно-порового пространства $p^* = p - p_f$ при $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$). Мощные области повышенного эффективного давления протянулись вдоль разлома Кобдо в пределах Горного Алтая и разлома Алаш в Западных Саянах. В Восточных Саянах они тяготеют к Белин-Бусингольской субмеридиональной системе разломов и широтному разлому Академика Обручева. В Монгольском Алтае с севера на юг происходит смена области повышенного эффективного давления на область пониженных значений.

Следует обратить внимание на тот факт, что повышенные значения p^*/τ_f наблюдаются как для участков коры с геодинамическим режимом горизонтального растяжения (области вдоль разлома Кобдо для Горного и Монгольского Алтая), так и горизонтального сжатия (центральная часть Восточных Саян). Более того, для ряда участков, где имел место наиболее устойчивый по площади распространения режим горизонтального сжатия с северо-западной ориентацией оси σ_3 (Зайсанская котловина, южный

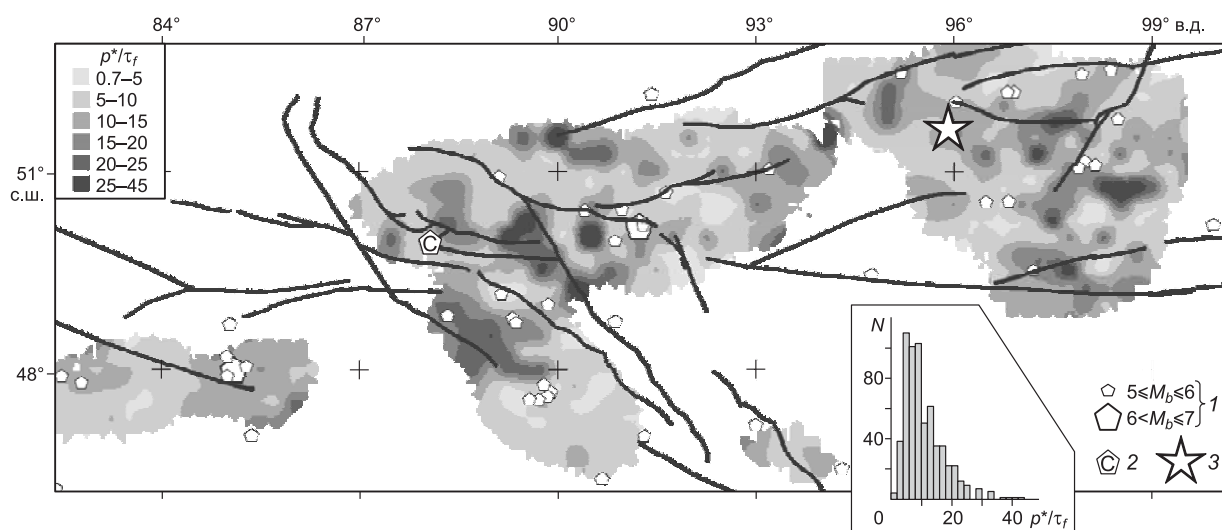


Рис. 7. Редуцированное эффективное давление p^*/τ_f .

1 — эпицентры сильных землетрясений с магнитудами больше 5; 2 — положение Чуйского землетрясения 2003 г.; 3 — положение двух Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г.

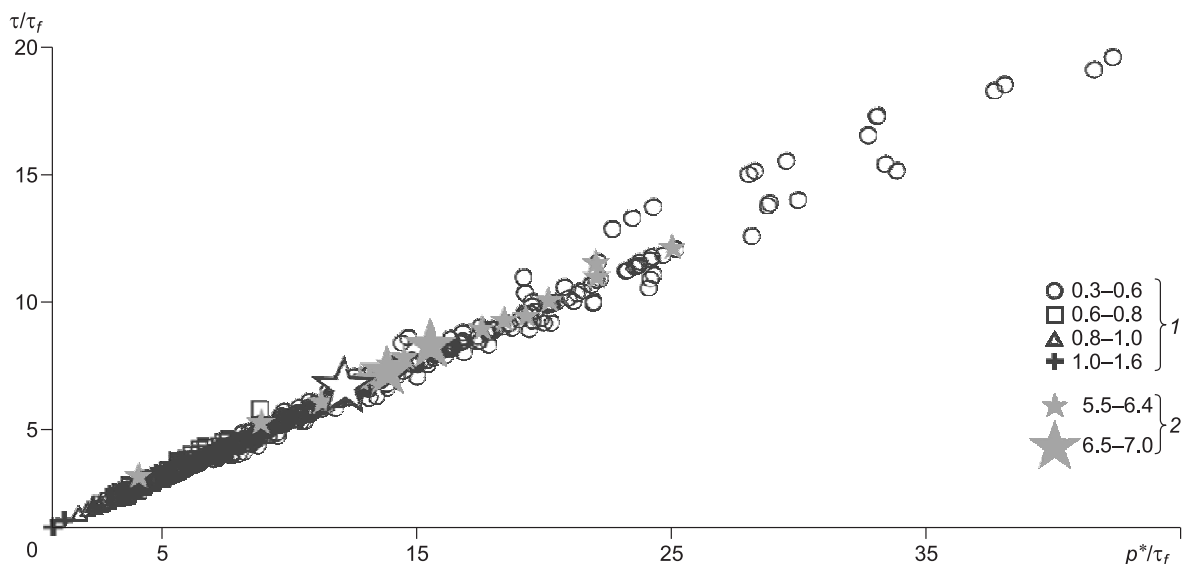


Рис. 8. Соотношение нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления в доменах расчета напряжений.

1 — выделены домены разных диапазонов отношения τ/p^* , 2 — отмечены соответствующие параметры напряжений для доменов, где произошли сильные землетрясения с магнитудами больше 5.5. Остальные усл. обозн. см. на рис. 7.

участок Монгольского Алтая и северная окраина Восточных Саян), наблюдаются пониженные значения эффективного давления.

Редуцированные величины максимального касательного напряжения в целом распределены подобно эффективному давлению. Там, где есть повышенные значения p^*/τ_f (см. рис. 7), существуют и повышенные значения τ/τ_f . В областях пониженных значений p^*/τ_f пониженные значения имеют и τ/τ_f . Подобное распределение связано с имеющимся в рамках МКА предположением о близости напряженного состояния к предельному в областях повышенного сейсмического режима, что выражается в касании большим кругом Мора внешней огибающей (предел хрупкой прочности) на диаграмме Мора. Поскольку для горных пород предельное состояние определяется соотношением Кулона—Мора, связывающим между собой компоненты шарового тензора напряжений и девиатора напряжений [Ребецкий, 2003] (нормальные и касательные напряжения на плоскости хрупкого разрыва), то следствием этого является взаимосвязь значений эффективного давления и максимальных касательных напряжений (рис. 8). Соотношение τ/p^* для облака точек (см. рис. 8) при больших значениях p^*/τ_f близко к 0.5, что отвечает значению угла внутреннего трения с коэффициентом $k_f = 0.5$, принятого в расчетах на втором этапе реконструкции напряжений [Ребецкий, 2007а].

Следует особо отметить, что наиболее сильные землетрясения ($M_b \geq 5$) исследуемого региона игнорируют области повышенного эффективного давления (см. рис. 8), располагаясь на участках пониженных его значений. Это согласуется с представлениями о большей эффективности хрупкого разрушения в областях меньшего всестороннего обжатия [Райс, 1978; Ребецкий, 2007а,б,в].

Определение величин напряжений. В рамках МКА на третьем этапе расчета для перехода от редуцированных напряжений к абсолютным их значениям выполняется оценка усредненного для соответствующего масштабного уровня внутреннего сцепления τ_f . Эту процедуру можно сделать, когда в исследуемом регионе имеются данные о динамических параметрах очага (сброшенные напряжения) сильного землетрясения. В Алтае-Саянской горной области таковым землетрясением являлось Чуйское землетрясение (ЧЗ) 2003 г. ($M_w = 7.3$). Для этого землетрясения на веб-узле Гарвардского университета приведены данные о сейсмическом моменте и энергии сейсмического излучения: $M_0 = 10^{20}$ Нм, $E_s = 4.8 \cdot 10^{15}$ Нм, что позволяет выполнить оценку сброшенных напряжений по формулам из работы [Костров, 1975]. Согласно расчетам, снимаемые напряжения ($\Delta\tau_n$) для ЧЗ составляли около 4 МПа (при расчетах модуль сдвига коры принимался $\mu \approx 3 \cdot 10^4$ МПа). Отметим, что эти значения совпадают с результатами анализа снятых напряжений, выполненным В.Ю. Тимофеевым с соавторами [2005].

С другой стороны, по результатам реконструкции первых двух этапов МКА для ЧЗ можно рассчитать величину сбрасываемых напряжений с точностью до неизвестного нормирующего коэффициента ($1/\tau_f$) и, таким образом, данные о величине сброшенных напряжений $\Delta\tau_n$ ЧЗ позволяют оценить τ_f .

Параметры напряжений для доменов, ближайших к очагу ЧЗ

Номер домена	Координаты, град.		σ_1		σ_2		σ_3		μ_σ	p^*/τ_f	τ / τ_f	$\Delta\tau_n / \tau_f$	$\Delta\tau_s / \tau_f$
	в.д.	с.ш.	Азимут	Погружение	Азимут	Погружение	Азимут	Погружение					
1	87.25	50.75	84	6	184	60	353	29	0.0	7.68	4.33	0.98	0.47
2	87.50	50.50	264	0	174	86	354	4	-0.27	7.13	3.93	0.96	0.31
3	87.75	50.00	221	27	324	23	90	54	-0.04	6.24	3.66	0.67	-0.89
4	88.00	50.25	90	18	188	23	325	60	0.39	7.43	4.47	0.40	-0.19
5	88.25	49.75	114	0	204	0	270	90	-0.04	9.19	4.97	-0.56	0.21

Примечание. p^*/τ_f — относительное эффективное давление; τ / τ_f — относительные величины максимальных касательных напряжений; $\Delta\tau_n / \tau_f$, $\Delta\tau_s / \tau_f$ — относительное внутреннее сцепление.

Для оценки относительной величины $\{\Delta\tau_n / \tau_f\}$ мы использовали данные о параметрах напряжений пяти квазиоднородных доменов, расположенных вблизи очага ЧЗ (таблица).

Для расчета среднего значения $\{\Delta\tau_n / \tau_f\}$ нами использовались 2-, 3- и 4-й домены (см. таблицу), поскольку участок, суммарно им отвечающий, соответствовал размеру очага ЧЗ. Для этих доменов среднее значение нормированной величины сброшенных касательных напряжений равно 0.68. Полученные выше данные о величине снятых напряжений $\Delta\tau_n = 4$ МПа позволяют определить значение эффективного (среднего для масштаба осреднения 50—70 км) внутреннего сцепления, которое для рассматриваемого участка коры составило около 6 МПа ($\{\Delta\tau_n / \tau_f\} \approx 0.667$).

Отметим следующий важный факт. Значение сброшенных напряжений в наших расчетах оказалось ниже прочности внутреннего сцепления. Это не является противоречием, так как наличие поверхностной анизотропии приводит к тому, что направление смещения вдоль разрыва часто не совпадает с направлением касательных напряжений, действовавшим на нем до его активизации (совпадение этих направлений отвечает известному постулату, введенному в работах [Wallace, 1951; Bott, 1959]). Следствием подобного несовпадения должно являться уменьшение величины сброшенных напряжений.

Пересчет напряжений, действующих в земной коре исследуемого региона, из относительных в абсолютные значения дает для максимальных касательных напряжений τ диапазон изменений от 7 до 120 МПа, а для эффективного давления p^* — от 4.5 до 240 МПа. Этот уровень напряжений также в 3—4 раза превышает соответствующие параметры, полученные для сейсмоактивных областей земной коры вблизи границ океанических литосферных плит [Ребецкий, 2009а,б,в].

На рис. 9 представлены диаграммы распределения числа доменов с различным уровнем эффективного давления и максимальных касательных напряжений. Видно, что наиболее представительным

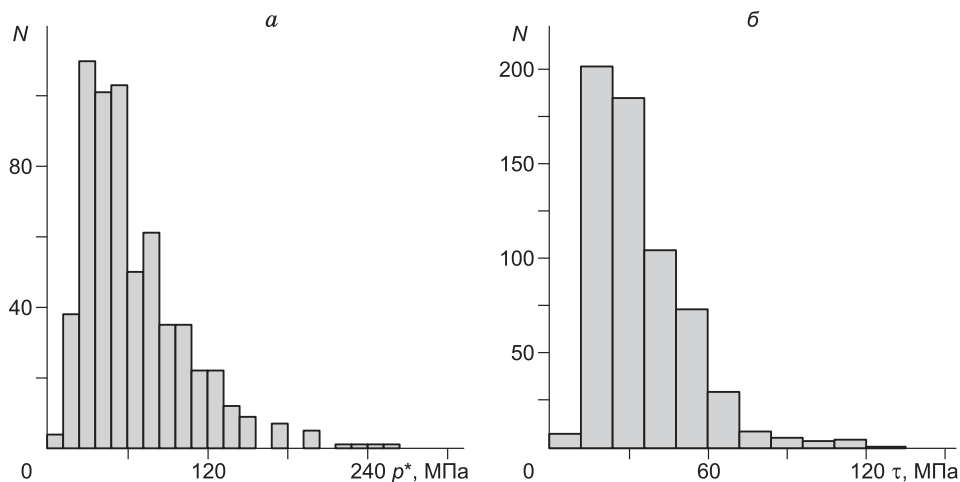


Рис. 9. Диаграммы распределения числа доменов с различными значениями эффективного давления (а) и максимальных касательных напряжений (б).

является уровень значений изотропного эффективного давления в 20—60 МПа и значений максимальных касательных напряжений в 18—30 МПа.

Тектоническое и флюидное давление. Как показано выше, в МКА после третьего этапа удается оценить величину девиаторных напряжений (значение максимальных касательных напряжений) и эффективное нормальное напряжение (эффективное всестороннее давление). Однако было бы крайне важно раздельно оценить всестороннее давление в твердом каркасе горных пород и давление флюида в трещинно-поровом пространстве. Для этого необходимо иметь дополнительное уравнение для каждого из доменов с данными предыдущих трех этапов реконструкции. С этой целью в МКА на четвертом этапе реконструкции используется известное положение [Sibson, 1974] о близости вертикальных напряжений σ_z весу столба горных пород (в расчетах литостатическое давление километра пород принималось равным 27 МПа), которое в работах [Ребецкий, 2009б,в] на основе теории толстых плит и пологих оболочек расширено на учет того факта, что практически всегда имеется отклонение в ориентации одной из осей главных напряжений от строго вертикального положения.

На рис. 10, а представлено отношение флюидного давления к литостатическому давлению горных пород, рассчитанного в узлах сетки на глубине 15 км с учетом рельефа поверхности. В силу масштаба усреднения флюидное давление является средним для коры в целом. Диапазон изменений отношения p_f/p_l составляет от 0.17 до 1 при среднем значении 0.86 (p_l — литостатическое давление). Наибольшее

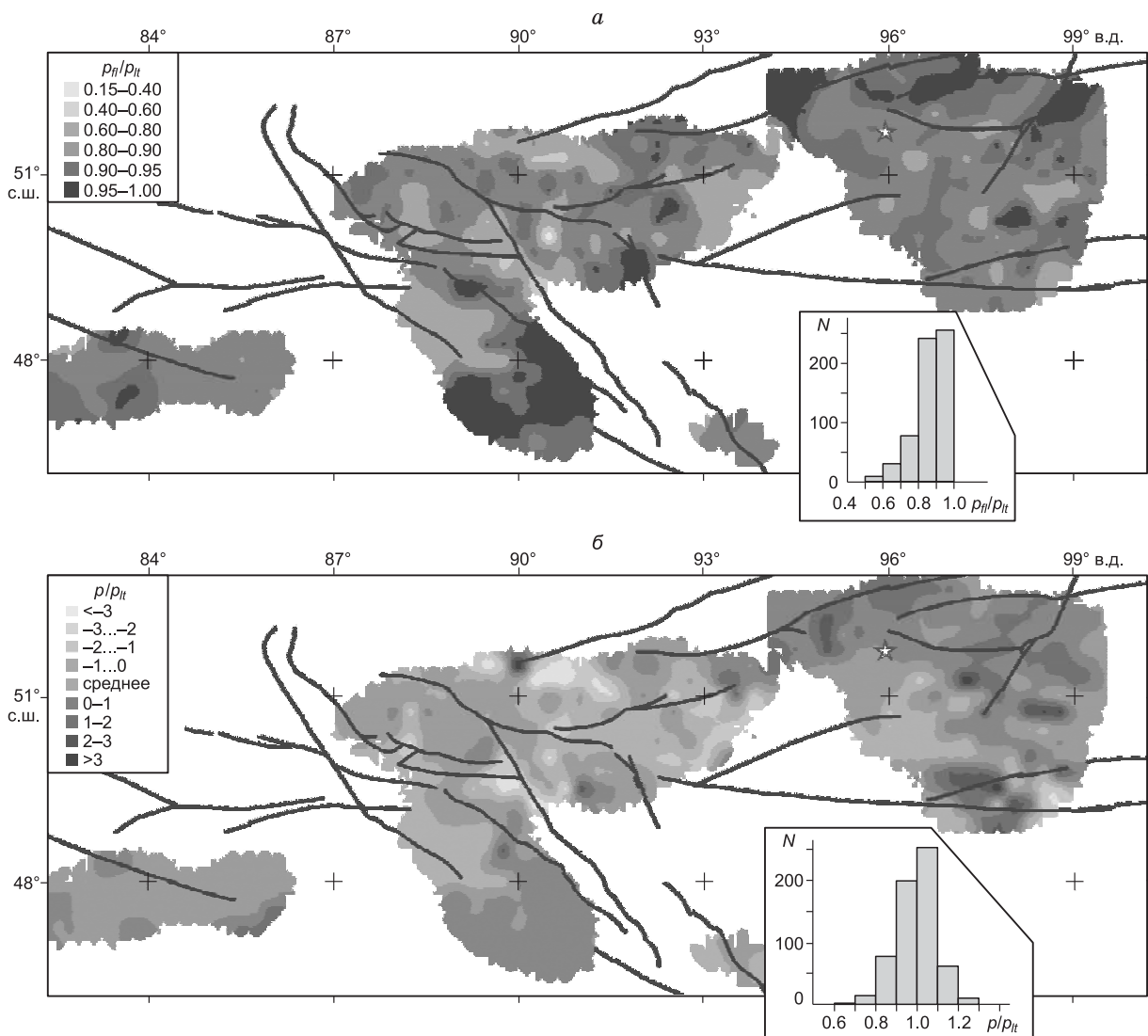


Рис. 10. Распределение в земной коре на глубине 15 км относительных величин флюидного давления p_f/p_l (а) и тектонического давления p/p_l (б).

Литостатическое давление рассчитывается с учетом топографии. Внизу на врезке диаграмма показывает число доменов, отвечающих соответствующим значениям p_f/p_l (а) и p/p_l (б). Изменения p/p_l показаны в стандартных отклонениях от среднего, равного 0,995.

шие площади максимальных его значений (0.95—1.0) приходятся на кору Монгольского Алтая, меньшие по площади участки присутствуют также в коре Западных и Восточных Саян и в небольших по площади участках Горного Алтая. В этих областях относительная величина эффективного всестороннего давления p^*/τ_f принимает средние и минимальные значения (см. рис. 7).

Используя данные о флюидном давлении и о значении эффективного внутреннего сцепления, можно перейти от относительных значений эффективного давления p^*/τ_f (см. рис. 7) к абсолютным значениям тектонического давления p . Наиболее удобно закономерность площадного распределения этого параметра анализировать, учитывая значения литостатического давления. На рис. 10, б показано распределение отношения тектонического давления к литостатическому p/p_{lit} , рассчитываемому с учетом топографии поверхности на глубине 15 км. Крайне важно отметить, что среднее значение тектонического давления для исследуемого района близко к литостатическому давлению ($p/p_{lit} \approx 0.995$), а весь диапазон изменений отношения p/p_{lit} составляет 0.59—1.31. Максимальные значения p/p_{lit} находятся в земной коре Восточных Саян, а минимальные в коре Западных Саян. В среднем в земной коре Восточных Саян всестороннее давление относительно меньше, чем в Западных Саянах и Монгольском Алтае. Сопоставляя значения отношения p/p_{lit} для земной коры котловин и межгорных впадин с горными хребтами и областями поднятий, можно увидеть, что нет однозначной взаимосвязи повышенного и пониженного значения p/p_{lit} с рельефом.

На рис. 11 показано соотношение значений максимального касательного напряжения τ и относительной величины p/p_{lit} . Отметим также, что облако точек в целом распределено симметрично от вертикальной линии, отвечающей литостатическому значению всестороннего давления, т.е. области всестороннего сжатия и растяжения представлены приблизительно равным числом доменов и уровнем максимальных касательных напряжений. Согласно полученным данным, с увеличением уровня флюидного давления значения максимальных касательных напряжений снижаются в 5—6 раз, но амплитуда разброса значений относительной величины тектонического давления сохраняется (отклонения от литостати-

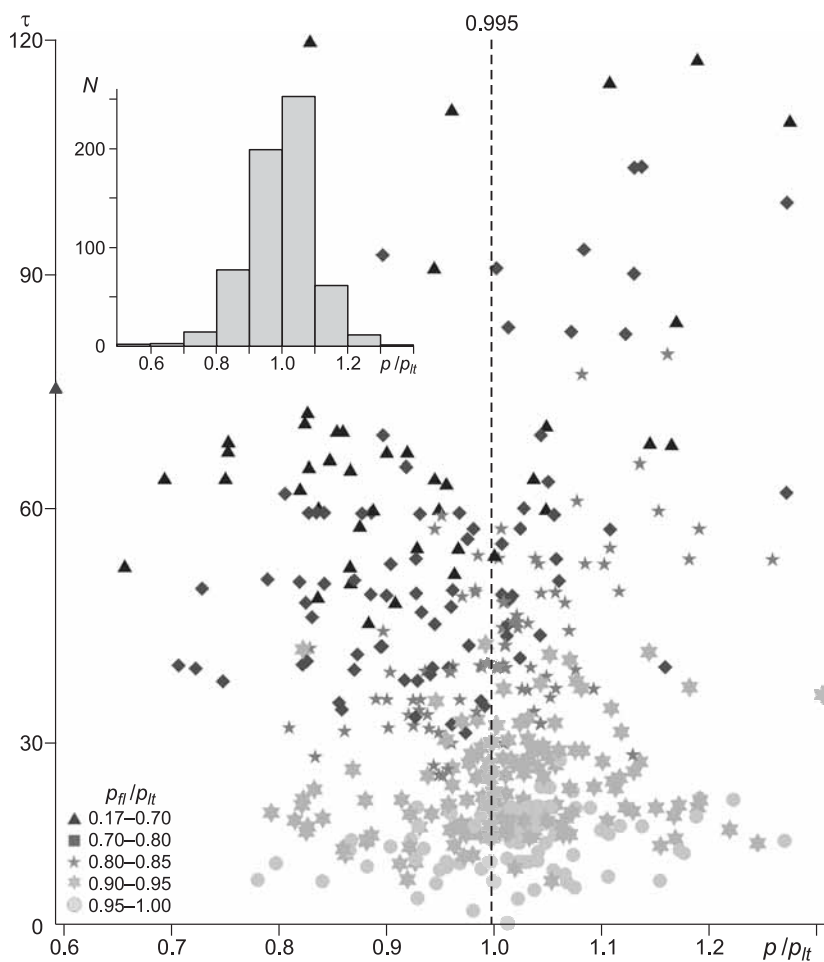


Рис. 11. Соотношение между значениями максимальных касательных напряжений τ (МПа) и относительным всесторонним давлением p/p_{lit} для доменов с разным уровнем флюидного давления.

ческих значений). Таким образом, мы не видим преимущественного распространения в коре исследуемого региона надлитостатического сжатия и увеличения уровня девиаторных напряжений на участках коры, где это всестороннее давление очень высокое. Все это свидетельствует не в пользу единого внешнего механизма нагружения, а указывает на то, что механизм, ответственный за формирование современного поля напряжений, *энергетически одинаково воздействует на области всестороннего сжатия и растяжения*.

ТУВИНСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2011 и 2012 годов. Когда эта статья уже была сдана в печать произошли два сильных землетрясения вблизи г. Кызыл: 27.12.2011 г. с $M_b = 6.6$ и 26.02.2012 г. с $M_b = 6.7$ (глубины 12—15 км). Эпицентры этих Тувинских землетрясений попадали в область (см. рис. 2), где по сейсмологическим данным о механизмах очагов для землетрясений, произошедших за период 1963—2003 гг., были получены параметры тензора природных напряжений. Как следует из наших данных (см. рис. 3), здесь ориентация оси максимального сжатия и максимального девиаторного растяжения соответственно север—северо-восточная (азимут 53—58°, погружение 6—18°) и юг—юго-восточная (азимут 138—155°, погружение 26—27°), что вполне хорошо соответствует механизму очага землетрясений, представленном на сайте <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.

Как следует из данных рис. 7, оба этих землетрясения произошли на участке коры, где редуцированное эффективное давление (p^* / τ_r) изменяется в диапазоне 10—15, что отвечает абсолютным значениям эффективного давления 60—90 МПа. Таким образом, как это уже отмечалось в нашей работе (см. рис. 6, 7), эти два землетрясения, так же как и Чуйское 2003 г., возникли там, где в земной коре действует относительно низкий уровень всестороннего давления (для коры Алтая и Саян максимальное эффективное давление близко к 200—240 МПа).

Произошедшие за последние 10 лет сильные землетрясения на Алтае и в Саянах позволяют говорить о том, что опасными являются участки коры, где существуют области с уровнем эффективного давления порядка 50—100 МПа (для редуцированного давления 10—15, см. рис. 7), вытянувшиеся вдоль существующих активных разломов. Протяженность подобных участков определяет ожидаемую магнитуду землетрясений [Ребецкий, 2007б,в].

ОБСУЖДЕНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ ДЛЯ КОРЫ АЛТАЯ И САЯН

Кратко повторим наиболее важные результаты реконструкции напряжений: в коре горных хребтов и поднятий наибольшее сжатие в большом числе случаев субгоризонтально; в коре котловин, депрессий и крупных межгорных впадин максимальное сжатие более часто субвертикально; поддвиговые касательные напряжений, действующие на горизонтальных площадках (с нормалью к центру Земли), в среднем ориентированы с востока на запад и в основном выражены в коре горных хребтов и поднятий; всестороннее тектоническое давление изменяется на глубине 15 км от 0.6 до 1.3 от литостатического при среднем, близком к литостатике.

Представленные выше результаты реконструкции природных напряжений требуют специального анализа на предмет выделения механизмов воздействия, ответственных за их формирование. В настоящее время к наиболее обсуждаемым механизмам генерации дифференциальных напряжений в орогенах Центральной Азии следует относить: коллизию Индийской плиты, создающую дальнедействующие напряжения субмеридионального сжатия [Molnar, Torropiet, 1975]; планетарное вращение, формирующее меридионально ориентированные распределенные силы и приводящее к смещению континентальных плит к экватору [Стовас, 1975]; подъем с глубины к подошве континентальной литосферы аномально разогретой мантии [Артюшков, 1993]; внутрилитосферные распределенные в объеме силы, связанные с гравитационным растеканием континентов (топографические силы) [Richardson et al., 1976; Bird, 1998], к которым добавляют воздействия, вызванные сползанием литосферы с океанического хребта и затягиванием холодной и более плотной ее части в желоб (здесь мантия пассивна). Этот последний механизм часто комбинируют с представлениями об активной мантии, течение которой, обусловленное термогравитационной конвекцией, через касательные напряжения взаимодействует с континентальной литосферой (движение Индийской плиты — следствие подобного течения).

В этом разделе мы попробуем понять, как результаты реконструкции природных напряжений позволяют ответить на вопрос о механизме их генерации. Предварительно заметим, что все вышепредставленные механизмы нагружения создают в коре дополнительные напряжения по отношению к начальному гравитационному напряженному состоянию, вызванному действием собственного веса горных пород. При этом механизм нагружения, связанный с давлением с юга на север Индийской плиты, близок по конечному результату к механизму воздействия, вызываемому движением Восточно-Сибирской плиты с севера на юг под влиянием сил планетарного вращения. Разница в формировании дополнительных напряжений горизонтального сжатия заключается в распределенном характере активных сил для второго механизма нагружения и в относительных смещениях в системе координат, связанной с центром массы Земли.

Согласно модели Е.В. Артюшкова [1993], эпиплатформенное горообразование Алтая и Саян связано с разуплотнением тяжелых основных пород, сохранившихся в литосфере после отрыва от коры и погружения в мантию тяжелого эклогита (первый этап послескладчатого поднятия). Подобное разуплотнение должно формировать в подкоровой литосфере выталкивающую силу, создающую свод горного поднятия. Следствием подобного нагружения будет появление в коре растягивающих горизонтальных напряжений, накладывающихся как дополнительные к имевшемуся здесь начальному гравитационному состоянию.

В моделях о влиянии топографических сил [Frank, 1972; Artyushkov, 1973] горно-складчатые области рассматриваются как пассивные структуры, которым отводится роль релаксации разности гравитационного потенциала, вызванного наличием рельефа (не только поверхности, но и подошвы литосферы) и внутренних неоднородностей. В рамках этой концепции только процессы на границах океанических плит (зоны спрединга и субдукции) и мантийное течение в зонах коллизии способны создать активное нагружение континентальной литосферы [Richardson et al., 1976; Sandiford et al., 1995; Bird, 1998]. В областях континентальной коры, достаточно удаленных от этих границ, действуют напряжения, связанные с гравитационным состоянием.

К представленным выше механизмам нагружения коры орогенов следует также добавить механизм формирования остаточных напряжений в областях поднятия за счет денудации поверхности [Маккаев, 1982; Пономарев, 1990, 2007; Неизвестнов, 2000]. Этот механизм связан с разгрузкой упругих деформаций изменения объема горных пород, полученной на больших глубинах. Алгоритм учета этих остаточных напряжений детально разработан в работах [Ребецкий, 2008а, б, в], и данный тип напряжений ни в одном из вышепредставленных механизмов не проявляется.

Начальное гравитационное напряженное состояние. На первом этапе нашего анализа оценим средние для региона значения всестороннего тектонического давления и максимального касательного напряжения на глубине $15 + 1.5$ км (глубина расчета напряжения с учетом средней высоты рельефа) для случая, если бы кора исследуемого региона находилась под действием только массовых сил и при отсутствии внешнего воздействия (начальное гравитационное напряженное состояние — НГНС). Заметим, что для НГНС характерна субвертикальная ориентация оси максимального сжатия $\bar{\sigma}_3$ и близость его значений к весу вышележащих горных пород, а отношение тектонического давления к литостатике изменяется от 0.56 (чисто упругое состояние) до 1 (полная релаксация девиаторных напряжений) [Ребецкий, 2008а, б, в].

Полагая модуль средних значений $\bar{\sigma}_3$ (напряжения сжатия имеют отрицательные значения) равным среднему литостатическому давлению \bar{p}_n на глубине 15 км, оценим два других равных по величине главных напряжения $\bar{\sigma}_1 = \bar{\sigma}_2$. Будем использовать для определения $\bar{\sigma}_1$ предельное условие прочности Кулона—Мора, записанное для инвариантов тензора напряжений:

$$\bar{\tau} - k_f (\bar{p} - \bar{p}_n) \leq \tau_f \text{ при } \bar{\tau} = (\bar{\sigma}_1 - \bar{\sigma}_3)/2 \text{ и } \bar{p} = -(\bar{\sigma}_1 + \bar{\sigma}_2 + \bar{\sigma}_3)/3. \quad (1)$$

При расчете из (1) $\bar{\sigma}_1$ используем представленные выше данные о величине флюидного давления (см. рис. 10, а), принимая в качестве среднего $\bar{p}_n = 0.9\bar{p}_f$. Среднее литостатическое давление столба пород мощностью 16.5 км определится как $\bar{p}_n \approx 446$ МПа ($\rho = 2.7$ г/см³), прочностные параметры в соответствии с результатами расчета следует принять как $\tau_f = 6$ МПа, $k_f = 0.5$. Тогда из выполнения равенства в условии (1) находим $\bar{\sigma}_1 \approx -412$ МПа, что позволяет получить значения среднего всестороннего тектонического давления $\bar{p} \approx 423$ МПа и максимального касательного напряжения $\bar{\tau} \approx 17$ МПа.

Полученное выше значение среднего тектонического давления дает величину отношения $\bar{p}/\bar{p}_n \approx 0.948$, что меньше среднего для региона значения $p/p_n \approx 0.995$, следующего из реконструкции напряжений МКА (см. рис. 10, б). Величина $\bar{\tau}$ также значительно меньше среднего значения максимальных касательных напряжений из нашего расчета (см. рис. 9, б), которая составляет около 34 МПа. Отметим, что для областей поднятий по результатам реконструкции природных напряжений τ было около 36 МПа, а в областях опусканий около 31 МПа.

Допустим, что приближение тектонического всестороннего давления к литостатическому значению достигается путем релаксации девиаторных напряжений, сопровождающейся увеличением уровня горизонтального сжатия [Ребецкий, 2008а, б] без возможности переиндексации главных осей. В результате подобной релаксации девиаторных напряжений значение $\bar{\tau}$ станет еще меньшим, что совсем не будет соответствовать результатам расчетов (см. рис. 11). Таким образом, релаксация девиаторных напряжений НГНС, отвечающая идеям гравитационного растекания горных поднятий под действием топографических сил, не позволяет получить результаты, близкие к природным данным.

Повышение уровня всестороннего тектонического давления при одновременном росте девиаторных напряжений возможно, если допустить, что существуют какие-то внешние или внутренние факторы, определяющие повышение уровня бокового сжатия. К подобному внешнему фактору, прежде всего,

следует относить наличие бокового давления со стороны Восточно-Сибирской плиты и Индостана [Molnar, Torronier, 1975], а также влияние остаточных напряжений НГНС, проявляющееся в областях поднятий после частичной денудации поверхности — внутренний фактор [Ребецкий, 2008а, б]. В обоих из указанных выше случаев воздействием результатом является создание дополнительных напряжений горизонтального сжатия, которые складываются с напряжениями от НГНС. Заметим также, что механизм формирования горного поднятия по Е.В. Артюшкову в этом случае исключается из рассмотрения, так как он создает дополнительное к НГНС горизонтальное растяжение, что предопределяет отклонение модельного напряженного состояния от полученного в результате тектонофизической реконструкции напряжений.

Дополнительное горизонтальное сжатие за счет внешнего бокового воздействия (коллизия Индийской плиты). Для того, чтобы это дополнительное горизонтальное сжатие повысило отношение \bar{p}/\bar{p}_i до значения 0.995 при факторе внешнего воздействия необходимо приложить боковое субмеридиональное давление в 50 МПа (расчет дополнительного нагружения осуществлялся для чисто упругой реакции геосреды при полном субширотном стеснении и значении коэффициента Пуассона 0.25). В этом случае суммарное (от НГНС и от дополнительного сжатия) напряжение, действующее в субмеридиональном направлении, составит –462 МПа и будет являться максимальным сжатием ($\bar{\sigma}_3$). В широтном направлении будет действовать напряжение $\bar{\sigma}_1 \approx -425$ МПа, а в вертикальном направлении будет действовать промежуточное из главных напряжений $\bar{\sigma}_2$ (–446 МПа). Таким образом, средний геодинамический режим орогена станет горизонтальным сдвигом.

Однако полученной величины среднего дополнительного бокового сжатия недостаточно для того, чтобы усредненное напряженное состояние стало критическим. При дополнительном меридиональном сжатии уровень средних максимальных касательных напряжений немного повысился $\bar{\tau} \approx 18.5$ МПа, но всестороннее давление повысилось еще больше $\bar{p} \approx 444$ МПа, что не позволяет достичь критического значения — равенства в выражении (1). Достижение критического состояния необходимо для объяснения повышенной сейсмической активности региона.

Наши оценки показывают, что для выполнения предельного соотношения в условии (1) среднее дополнительное меридиональное сжатие должно быть порядка 108 МПа. В этом случае $\bar{\sigma}_3$, действующее в субмеридиональном направлении, составит –520 МПа, а меньшее сжимающее напряжение $\bar{\sigma}_1$, действующее в широтном направлении, достигнет –441 МПа, что будет достаточно близко к значению промежуточного главного напряжения $\bar{\sigma}_2$. При этом $\bar{\tau} \approx 40$ МПа, т.е. немного выше средних значений по результатам расчета (см. рис. 10, б) (34 МПа), а $\bar{p}/\bar{p}_i \approx 1.05$, что ощутимо выше значений, полученных в наших расчетах (рис. 11).

Оценки средних значений напряжений показывают определенные проблемы в объяснении природного напряженного состояния за счет механизма дополнительного горизонтального сжатия. Однако эти проблемы увеличиваются, когда мы начинаем учитывать локальные неоднородности напряженного состояния, возникающие из-за наличия рельефа. В коре хребтов высоты рельефа более 1500 м приведут к увеличению тектонического давления (геодинамический режим для среднего напряженного состояния горизонтальный сдвиг), что должно приводить к усилению обжатия на трещинах и разрывах и как следствие к снижению сейсмической активности даже в предположении неизменности максимальных касательных напряжений. С другой стороны, в коре долин тектоническое давление наоборот уменьшится, что должно приводить к повышению сейсмичности в сравнении с корой хребтов, что *не подтверждается*. Для приближения модельного напряженного состояния, обусловленного внешним боковым воздействием, к природному необходимо введение локальных факторов, обеспечивающих уменьшение локального всестороннего сжатия в коре горных хребтов и увеличение этого сжатия в коре котловин и межгорных впадин. Прделанный здесь анализ, учитывающий локальные особенности напряженного состояния, связанный с рельефом, следует распространить на механизм формирования тектонических напряжений, обусловленный влиянием топографических сил.

Дополнительное горизонтальное сжатие за счет остаточных напряжений НГНС. Расчет влияния остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния можно осуществить, задавая амплитуды эрозионного сноса с областей поднятия (хребты) в области опускания (впадины). В работах [Ребецкий, 2008а, б, в] приведены выражения для подобных оценок. Здесь мы проведем обратную оценку. Выясним, какие амплитуды сноса могут объяснить средние для коры напряжения, которые наиболее близко отвечают реконструированным. При таком анализе следует учитывать сосуществование рядом с областями поднятий (хребтами) областей опусканий котловин и крупных межгорных долин. Подобное соседство приводит к тому, что только в одном из направлений (вдоль простираения хребтов) выполняется условие бокового стеснения. Предположим, что в другом латеральном направлении (в направлении долин и котловин) будет поддерживаться уровень напряжения сжатия, отвечающий чистому НГНС — –412 МПа. Исходя из последнего положения и условия (1), находим, что напряжения максимального сжатия, ориентированные субгоризонтально вдоль простираения хребтов (Монгольский Алтай и Восточ-

ные Саяны, см. рис. 3), достигнут величины $\bar{\sigma}_3 \approx -464$ МПа при значении остаточных напряжений -52 МПа. В этом случае $\bar{\tau} \approx 26$ МПа (немного ниже средних значений (см. рис. 9, б), 34 МПа), а $\bar{p}/\bar{p}_H \approx 0.989$, что очень близко к значениям, полученным в наших расчетах (см. рис. 11).

Если предположить наличие большего уровня напряжений сжатия, действующего по латерали в направлении долин, например, -420 МПа (среднее значение между вертикальными и горизонтальными напряжениями для чисто гравитационного напряженного состояния), то тогда $\bar{\sigma}_3 \approx -480$ МПа при значении остаточных напряжений 68 МПа. В этом случае $\bar{\tau} \approx 30$ МПа, а $\bar{p}/\bar{p}_H \approx 1.005$, что *достаточно близко к значениям, полученным в наших расчетах* (см. рис. 9, рис. 11). Необходимые для достижения подобного уровня тектонических напряжений величины остаточных напряжений в 52—68 МПа могут возникнуть при 3.4—4.2 км эрозии поверхности [Ребецкий, 2008а, б, в]. Для периода времени 5—3 млн л. н., отвечающего времени последнего горообразования Алтая и Саян, эти объемы эрозии отвечают ее скорости в 0.8—1 мм/год, что соответствует известным оценкам денудации областей горообразования [Оллиер, 1984].

Отметим, что появление в коре хребтов напряжений дополнительного сжатия, действующего в направлении долин, приводит к тому, что в коре долин должен уменьшаться уровень дифференциальных напряжений и увеличиваться эффективное всестороннее давление. Следствием этого факта должно быть отдаление напряженного состояния от критического, определяемого выражением (1), и уменьшение вероятности возникновения хрупких разрывов. Как отмечалось во введении, статистика показывает, что сейсмическая активность долин значительно ниже сейсмичности коры областей поднятий и хребтов, т.е. *прогнозируемое напряженное состояние отвечает наблюдаемым закономерностям в распределении сейсмичности*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные по результатам тектонофизических расчетов данные о современном напряженном состоянии коры Алтае-Саянского региона, а также проведенный их анализ показали, что при интерпретации современного состояния горно-складчатых орогенов необходимо принимать во внимание остаточные напряжения горизонтального сжатия, которые возникают в горных породах из-за их упругой разгрузки в областях высокой скорости эрозии и денудации (области поднятий) [Ребецкий и др., 2008]. Роль этого механизма генерации напряжений особенно важна для внутриплитовых орогенов, где имеется высокая дифференцированность вертикальных движений (подъем в хребтах и опускание в межгорных впадинах), ярко выражена блоковая делимость [Богачкин, 1981] и развиты процессы эрозии поверхности. В массивах, накопивших на относительно больших глубинах дополнительные напряжения бокового сжатия в условиях действия только гравитационного напряженного состояния [Ребецкий, 2008а, б, в] и выдвинутых ближе к поверхности, после эрозионной разгрузки может произойти смена индекса главных напряжений. В результате в них формируется геодинамический режим горизонтального сжатия. При этом межгорные впадины и крупные котловины, являющиеся областями аккумуляции большей части эродируемого материала, испытывают постоянное опускание палеоповерхности и как следствие находятся в режиме горизонтального растяжения [Пономарев, 1990, 2007]. Указанные явления определяют сосуществование режимов горизонтального сжатия в коре областей поднятий с режимом горизонтального растяжения в коре крупных межгорных впадин, котловин и депрессий. Такое сочетание геодинамических режимов отмечается не только для исследуемой Алтае-Саянской горно-складчатой области, но и для Северного Тянь-Шаня [Ребецкий и др., 2010].

Полученное в наших расчетах чередование областей разных типов геодинамических режимов (см. рис. 5), блоковость в распределении ориентации поддвиговых касательных напряжений (см. рис. 6, б) отвечают линейному масштабу в 500—700 км и 50—100 км, что отражает зависимость современного напряженного состояния земной коры исследуемого района от глубинных коровых и мантийных неоднородностей. Мы предполагаем, что эти неоднородности являются причиной восходящих и нисходящих внутрикоровых и мантийных движений, создающей основу для реализации механизма формирования остаточных напряжений в коре. Формируемое этим механизмом поле напряжений превосходит по величинам фоновые значения напряжений, определяемые внешними условиями латерального нагружения со стороны сопредельных областей (давление Индийской плиты). Наши оценки показывают, что для Алтае-Саянской горно-складчатой области влияние этого воздействия составляет не более 5—10 % от напряжений, вызываемых другими факторами (остаточными напряжениями НГНС). Однако в силу большой длительности взаимодействия Евразийской и Индийской плит (десятки миллионов лет) оно формирует структуру горно-складчатой области, определяя направления простираения: хребтов, осей прогибов, шарниров складок и крупнейших разрывов.

Исследования поддержаны программой № 6 ОНЗ РАН, проектом 4-1 программы 4 Президиума РАН и грантами РФФИ (09-05-01022а, 09-05-00687а).

ЛИТЕРАТУРА

Аржанников С.Г. Основные активные разломы, кинематика и сильные палеоземлетрясения восточной части Алтае-Саянской горной области // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26—29 августа 2003 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 241—248.

Аржанников С.Г., Аржанников А.В. Позднекайнозойские сейсмогенные деформации на юго-западе Сибирской платформы // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Международной конференции, Воронеж, 18—23 сентября 2006 г. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2006, с. 43—48.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 454 с.

Благовидова Т.Я., Жалковский Н.Д., Мучная В.И., Филина А.Г., Цибульчик И.Д. Сейсмичность Алтае-Саянской области по инструментальным данным // Геология и геофизика, 1986 (1), с. 140—147.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 533 с.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 692—723.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 6, с. 804—809.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 557—560.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М., Наука, 1979, с. 7—25.

Гущенко О.И. Сейсмоструктурный стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН, 1996, т. 346, № 3, с. 399—402.

Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 31—51.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермаков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005а, т. 8, № 1, с. 49—64.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Ярыгина М.А., Рудков А.Д. Сейсмические активизации Алтае-Саянской горной области // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы Международной конференции 12—16 сентября 2005 г., Академгородок. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005б, с. 283—299.

Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И. Сейсмическое районирование территории Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1978, с. 79—90.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Мельников А.И. Архитектоника Алтайского региона и ее потенциальная сейсмическая опасность // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Международной конференции, Воронеж, 18—23 сентября 2006 г. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2006, с. 220—223.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., Наука, 1975, 174 с.

Кузнецова К.И., Кучай О.А., Лукина Н.В. Сейсмоструктурная деформация и глубинное строение Алтае-Саянской области и Западного Прибайкалья // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996, с. 27—31.

Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. Деформации земной коры и верхней мантии: проблема взаимообусловленности (Алтае-Саянская область) // Вулканология и сейсмология, 1999, № 4—5, с. 41—49.

Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 71—74.

Маккавеев Н.И. Образование глобального пенеплена // Основные направления развития геоморфологической теории. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1982, с. 88—91.

Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, 446 с.

Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Лухнев А.В., Саньков В.А. Разломные системы Центральной Азии: напряженно-деформированное состояние и потенциальная опасность // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26—29 августа 2003 г. Иркутск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 102—106.

Никитин Л.В., Юнга С.Л. Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977, № 11, с. 54—67.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 311 с.

Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Морфотектоника и сейсмология Алтая // Сейсмические исследования земной коры. Сборник докладов Международной конференции, посвященной 90-летию академика Н.Н. Пузырева, г. Новосибирск, Академгородок, 23—25 ноября 2004 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, с. 232—237.

Оллиер К. Тектоника и рельеф. М., Недра, 1984, 460 с.

Пономарев В.С. Излучение Солнца и тектоника Земли // Земля и вселенная, 1990, № 4, с. 85—89.

Пономарев В.С. Денудация и сейсмичность земной коры // Докл. РАН, 2007, т. 412, № 2, с. 223—225.

Райс Дж. Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М., Мир, 1982, 217 с.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН, 1999, т. 365, № 3, с. 392—395.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 2, с. 237—241.

Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал, 2005, т. 27, № 1, с. 39—54.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М., Наука, 2007а, 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал, 2007б, т. 29, № 6, с. 92—110.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Докл. РАН, 2007в, т. 416, № 5, с. 106—109.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М., ИФЗ РАН, 2008а, с. 431—466.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика, 2008б, т. 11, № 1, с. 66—73.

Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН, 2008в, т. 423, № 4, с. 538—542.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология, 2009а, т. 28, № 5, с. 70—84.

Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический журнал, 2009б, т. 31, № 2, с. 93—106.

Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Докл. РАН, 2009в, т. 428, № 3, с. 397—402.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М., ИФЗ РАН, 2008, с. 245—299.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Кузиков С.И., Костюк А.Н. Тектонические напряжения, сеймотектонические и общие тектонические деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня // Проблемы

сейсмологии в Узбекистане. Материалы Международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». Ташкент, Изд-во Нац. Ун-та Узбекистана, 2010, т. 1, с. 268—274.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М., Наука, 1985, 407 с.

Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бакшуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Современная геодинамика Центральной Азии: деформации литосферы в связи с межплитными взаимодействиями и активностью подлитосферных мантийных аномалий // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26—29 августа 2003 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 161—165.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бурчевская М.А., Кале Э., Девершер Ж., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Современные деформации земной коры Западной Монголии по данным GPS геодезии и сейсмотектоники // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Сборник материалов Международного симпозиума 30 октября—6 ноября 2005 г., Москва—Бишкек. Бишкек, Изд-во НС РАН, 2006, с. 108—113.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М. Скорости смещений по главным сдвигам Монголо-Сибирской подвижной области по данным спутниковой геодезии и повторные периоды землетрясений // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием, г. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 18—24 сентября 2007 г. Иркутск, 2007, т. 2, с. 133—134.

Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М., Недра, 1992, 223 с.

Стовас М.В. Избранные труды. М., Недра, 1975, 154 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Русбек Ф., Брюникс К. Использование космических технологий (GPS) для изучения современных движений Горного Алтая // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы Международной конференции 12—16 сентября 2005 г., Академгородок. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, с. 186—189.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., Геос, 2002, 224 с.

Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *Geophys. Res.*, 1984, № 89 B7, p. 5835—5848.

Artyushkov V.E. Stresses in the lithosphere caused by crystal thickness inhomogeneities // *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 7675—7708.

Bird P. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 10.115—10.129.

Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // *Geol. Mag.*, 1959, № 96, p. 109—117.

Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // *Tectonophysics*, 1972, v. 14, p. 189—200.

Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdрахmatov K.Y. Late Cenozoic tectonic evolution of the Northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2001, v. 113, p. 1544—1559.

Byerlee J.D. Friction of rocks // *Pure and Appl. Geophys.*, 1978, v. 116, p. 615—626.

Carey-Gailhardis E., Mercier J.L. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan tectonic and microseismicity of Southern Peru // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 82, p. 165—179.

De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*, 2002, v. 349, p. 145—159.

De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschuter B. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*, 2008, v. 43, p. 38—42.

Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, № B11, p. 9305—9320.

Frank F.C. Plate tectonics, the analogy with glacier flow, and isostasy, in flow and fracture rock // *Geophys. Monogr. Ser.*, 1972, v. 16, p. 285—292.

Jolivet M., Roger F., Arnaud N., Brunel M., Tapponier P., Seward D. Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1999, v. 329, p. 749—755.

Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Zh., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N., Wu C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints // *Tectonophysics*, 2001, v. 343, № 1—2, p. 111—134.

Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. The Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geology*, 2007, v. 35, № 10, p. 871—874, doi:10.1130/G23758A.1.

Mogi K. Deformation and fracture of rocks under confining pressure compression test on dry rock sample // *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo*, 1964, v. 42, part. 3, p. 491—514.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia. Effects of continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevosian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogens of the central Asia // *Tectonophysics*, 2012, v. 581, p. 114—131. 10.1016/j.tecto.2012.09.027.

Richardson R. Intraplate stress as an indicator of plate tectonic driving forces // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 1847—1856.

Sandiford M., Cobentz D., Richardson R. Ridge torques and continental collision in the Indian-Australian plate // *Geology*, 1995, v. 23, № 7, p. 653—656.

Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature*, 1974, v. 249, № 5457, p. 542—544.

Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque Ch., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 259, doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.047.

Wang F., Lo C.-H., Li Q., Yeh M.-W., Wan J., Zheng D., Wang E. Onset timing of significant unroofing around Qaidam basin, northern Tibet, China: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and FT thermochronology on granitoids // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 24, p. 59—69.

Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // *J. Geol.*, 1951, № 59, p. 18—130.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
22 декабря 2011 г.*