

ГЕОДИНАМИКА

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ГОРНОГО АЛТАЯ В КАЙНОЗОЕ

А.В. Бабичев¹, И.С. Новиков¹, О.П. Полянский¹, С.Н. Коробейников^{2,3}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

² Институт гидродинамики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 15, Россия

³ Государственный технический университет, 681013, Комсомольск-на-Амуре, просп. Ленина, 27, Россия

В настоящее время имеются достаточно подробные цифровые модели блоковой делимости Алтая и в целом понятны механизмы дробления литосферы в его пределах. Когда плановая конфигурация блоков и механизмы очагов землетрясений определены, имеется возможность численного моделирования дальнейшего развития блоковой делимости территории. Рассмотрены возможные механизмы дальнейшего развития блоковой структуры Юго-Восточного Алтая, описываемой взаимодействием восьми блоков, включающих и обрамляющих Чуйскую и Курайскую впадины. Показано, что при сохранении имеющихся напряжений развитие системы пойдет по пути частичного разрушения западной периферии Курайской впадины, соединения Уйменско-Сумультинской разломной зоны с Чуйской (западным окончанием Толбонурской) и дальнейшей деформацией разломной зоны в сдвиговом режиме. При реконструкции полей перемещений правдоподобной оказалась модель с наличием генерального разлома, проходящего посередине модельной области и разделяющего два террейна с разными реологическими свойствами. Таким образом, достоверность модели, учитывающей границу раздела более пластичного Горно-Алтайского и более жесткого Телецко-Чулышманского доменов, подтверждается GPS-наблюдениями. Помимо научного значения подобные модельные построения имеют и прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которые при разрядке могут вызвать катастрофические сейсмические события. В статье описан новый подход в моделировании напряженно-деформированного состояния центральной и юго-восточной частей Горного Алтая и протестированы разработанные модели на основе геоморфологической и сейсмотектонической информации.

Деформации, морфотектоника, блоковая структура, пластичность, численное моделирование, Алтай.

MODELING CENOZOIC CRUSTAL DEFORMATION IN GORNY ALTAI

A.V. Babichev, I.S. Novikov, O.P. Polyanskii, and S.N. Korobeinikov

The Altai lithospheric structure has been generally understood due to available high-resolution digital models. As a further step in modeling, we have simulated the structure of southeastern Altai as interaction of eight blocks which comprise or surround the Chuya and Kurai basins, proceeding from the basic configuration of blocks and earthquake mechanisms. Should the stresses in the system remain invariable, the western periphery of the Kurai basin will deform to let the Uimen-Sumulta fault join the Chuya (western end of Tolbonur) fault and evolve further as a single shear zone. The best fit model was one with slip along a single border fault in the middle of the area between two rheologically different terranes. This setting corresponds to a fault boundary between the more plastic Gorny Altai and more rigid Teletskoe-Chulyshman domains, which is consistent with current crustal movements from GPS data. In addition to scientific significance, models of this kind have practical applications as they highlight areas of stress buildup prone to release in large earthquakes. The new approach was applied to simulate the stress and strain patterns of central and southeastern Gorny Altai, and the models were tested against available geomorphological and seismotectonic data.

Deformation, morphotectonics, lithospheric structure, plasticity, numerical modeling, Altai

ВВЕДЕНИЕ

Неотектоническая активизация Центральной Азии, ведущую роль в которой имеет сжатие по оси меридионального простирания [Dobretsov et al., 1996], привела к формированию в пределах мобильной зоны Большого Алтая области ярко выраженной блоковой делимости. Взгляды на новейшую тектонику Алтая сформировались задолго до возникновения плитной тектоники и восходят к работе В.А. Обручева

[1915], отмечавшего неэрозионный характер всех без исключения крупных речных долин Алтая и связывавшего их с зонами активных разломов. Действительно, склоны основных долин Алтая имеют слабую расчлененность и прямолинейность на больших расстояниях. Для коренного ложа осадков долин характерны выявляемые бурением переуглубленные участки — «карманы», в которых в основном и выявляются дочетвертичные аллювиальные образования. Все это можно объяснить только тесной связью заложения и формирования современных долин с зонами кайнозойских разломов на всем протяжении истории их развития. Большинство современных межгорных впадин имеют рамповый и полурамповый характер, т.е. формировались в результате коллизии. С одной или двух сторон на эти впадины по разломам надвигаются хребты. Такое строение характерно для Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайской и Бертекско-Нарымской систем впадин. Надвиг Курайского хребта на Чуйскую и Курайскую впадины был обнаружен еще в 1930-е годы [Мухин, Кузнецов, 1939] и позднее изучался многими исследователями. Однако Курайская система надвигов не является для Алтая уникальной. Ее известность объясняется ее доступностью и вскрытием при проходке штолен в ходе разработки Акташского ртутного месторождения, расположенного в зоне разлома. Подобные структуры описаны для тектоногенных границ южных склонов Шапшальского и Теректинского хребтов, разломных ограничений северных склонов Ивановского, Коргонского, Тигирецкого и Нарымского хребтов [Новиков, 2004a]. В.П. Нехорошев [1966] рассматривал надвиги как характерную особенность блоковых перемещений в основную фазу кайнозойского орогенеза Алтая.

В зависимости от характера ориентации в пространстве осей главных напряжений возможны три основные кинематические разновидности разломов: сбросы и раздвиги; взбросы и надвиги; сдвиги [Структурная..., 1990, 1991]. Две последние группы развиваются в ситуации горизонтального сжатия, а первая в условиях растяжения. Поэтому преобладание среди кайнозойских разрывных структур Алтая взбросов и сдвигов со всей очевидностью свидетельствует о ситуации общего сжатия региона. Поскольку в процессе сжатия часто возникают зоны растяжения, в пределах Алтая в подчиненном количестве развиты сбросы и раздвиги. Значительную роль они играют только в северо-восточной части Алтая, где опережают поворачивающиеся к западу основные сдвиговые структуры. Особенностью сдвиговых структур Алтая является то, что транспрессионные структуры формируются не только в зонах изгибов магистральных разрывов, но и на значительном протяжении вдоль основных структур. При этом формируются симметрично или асимметрично выдавливающиеся по обе стороны от основного разлома тектонические пластины с выполаживанием в верхней части опережающих разрывов. Такие структуры в англоязычной литературе носят название «flower structure» [Cunningham et al., 1996]. Для отдельных сдвигов характерны прямолинейность и субвертикальность поверхности магистрального разрыва и сужение зоны разлома с глубиной. В зависимости от времени существования увеличиваются количество и размеры опережающих структур [Lowell, 1985]. В районах, подобных Алтаю, с линейным строением, сильным поперечным сжатием и сокращением земной коры, плоскости магистральных сдвиговых зон в поперечном разрезе веерообразно расходятся [Егоров, Чистяков, 2003].

Среди известных моделей геодинамики Центральной Азии [Peltzer, Saucier, 1996; Kong, Bird, 1996; England, Molnar, 1997] мобильная зона Большого Алтая остается «белым пятном». Названные модели были построены с учетом данных о тектонических движениях в таких удаленных от коллизийного шва между Индией и Евразией рифтовых зонах, как Байкальская и Хубсугульская. Однако при построении данных моделей не учитывались полученные в последнее время данные об эволюции формирования Алтае-Саянской складчатой зоны [Dobretsov et al., 1996; Трифонов, 1999; Трифонов и др., 2002; Буслов и др., 2003], о современных деформациях по GPS [Calais et al., 2003; Тимофеев и др., 2006], об анизотропии сейсмических скоростей в мантии под Алтаем [Dricker et al., 2002], о современной сейсмичности Алтае-Саянской области [Жалковский и др., 1995; Еманов, Лескова, 2005]. Новая информация позволяет разработать количественную численную модель динамики Горно-Алтайской складчатой зоны и интерпретировать модельные расчеты с целью реконструкции современного тектонического режима.

Целью данной статьи является математическое моделирование процесса дробления литосферы в мобильной зоне Горного Алтая. Основой модели является установленная по морфотектоническим данным новейшая блоковая структура [Новиков и др., 2008], используемая для исследования напряженно-деформированного состояния центральной и юго-восточной части Горного Алтая. Инструментом моделирования является программный пакет Marc 2005 [MSC. Marc..., 2005], изначально разработанный для решения задач механики сплошных сред различной реологии.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай представляет собой северную, наиболее широкую и сложноустроенную в морфотектоническом отношении часть Большого Алтая. Он составляет около трети его протяженности и характеризуется веерообразным расхождением хребтов с изменением их простирания от юго-западного в западной части Горного Алтая до северного в северо-восточной его части. Абсолютные высоты водо-

разделов снижаются в северном и западном направлениях с 3—4 до 1 тыс. м и менее. Мобильный пояс Большого Алтая выражен в современном рельефе в виде одноименной горной системы, в которой выделяются Горный и Монгольский Алтай, не имеющие между собой отчетливо выраженной орографической и тектонической границ. С северо-востока к Горному Алтаю под прямым углом к оси общего простирания этой горной системы примыкает Западный Саян, также являющийся мобильной зоной. С остальных сторон Большой Алтай окружен относительно устойчивыми блоками, выраженными в рельефе в виде территорий с равнинным рельефом. С севера это Западно-Сибирская равнина, с юго-запада — Зайсанская и Джунгарская впадины, а северо-востока — Убсунурская впадина и система впадин, известная под названием Котловина Больших Озер.

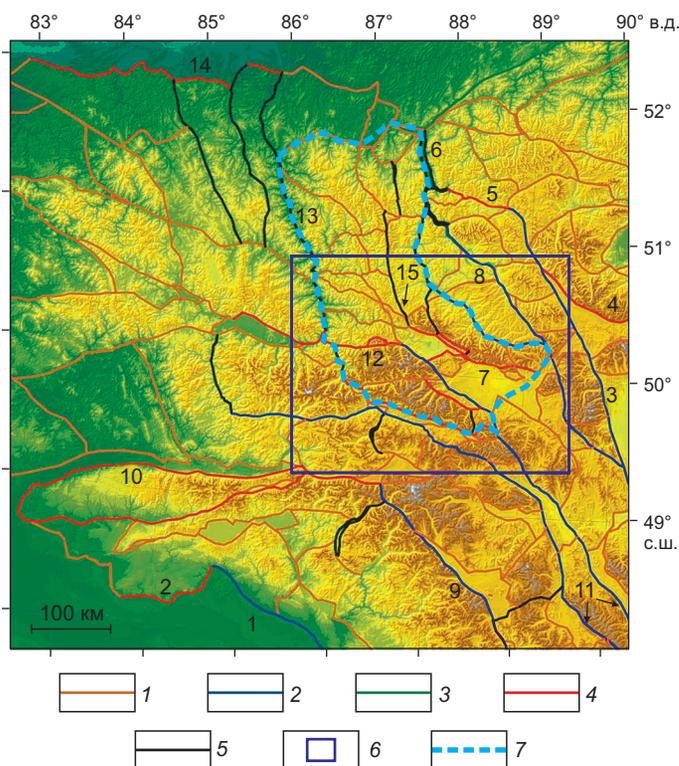
Горный Алтай характеризуется сложной историей геологического развития, однако возникновение его современного рельефа произошло сравнительно недавно. Современный орографический план региона начал формироваться в конце палеогена, но окончательно оформился лишь в четвертичное время и, судя по высокой сейсмичности региона, процесс этот продолжается. Сложная докайнозойская история формирования Горного Алтая проявляется главным образом в формах мезо- и микрорельефа при обнажении экзогенными процессами геологических тел и зон разрывных нарушений. Макрорельеф образован новейшей блоковой структурой, которая выразилась в контрастном сочетании высоких хребтов, межгорных впадин, альпинотипного рельефа с глубоко врезанной речной сетью и распространением ледников.

Основные структуры новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая представлены разрывными нарушениями и расположенными между ними крупными блоками, целостность которых обычно также нарушена разломами, но с гораздо меньшими амплитудами. Основными разрывными структурами, разделяющими блоки, являются сдвиговзбросы, горизонтальная составляющая которых значительно превышает вертикальную составляющую. Внутриблоковые разломы обычно относятся к взбросам и надвигам, ориентированным вдоль основных разломов, и сбросам, направленным вкрест их простирания. В рельефе земной поверхности блоки в основном выражены возвышенностями, нарушающие разрывы представлены уступами на их склонах. Разделяющие блоки разрывные нарушения высоких порядков представлены долинными понижениями. В новейшем структурном плане также присутствуют и относительно немногочисленные опущенные блоки, которые выражены в рельефе в виде крупных впадин, разделяющих хребты наряду с тектоногенными долинами.

Для изучения выраженной в макрорельефе Юго-Восточного Алтая блоковой делимости литосферы данного региона мы применили все основные из доступных на сегодня инструментов цифрового моделирования и дистанционного зондирования [Новиков, 1998]. Мы исходили из того, что в нашем случае, для крупных неотектонических блоков литосферы соответствующих горным хребтам гидросеть должна иметь центробежное строение. В то время как для блоков, выраженных в рельефе в виде впадин, — центростремительное. Помимо впадин разделяют блоки-хребты между собой также магистральные долины и поперечные к их простиранию сквозные долины. Фиксируемая геоморфологическими и в меньшей степени геологическими методами система активных разломов Алтая имеет плановый рисунок, отчетливо свидетельствующий о сдвиговом характере основных дислокаций. Неотектоническая блоковая структура Горного Алтая в основном совпадает с его орографической

Рис. 1. Фрагмент морфотектонической схемы Горного Алтая [Новиков и др., 2008].

1—6 — системы разломов различной кинематики: 1 — неясной кинематики, 2 — правые сдвиги и взбросо-сдвиги, 3 — левые сдвиги и взбрососдвиги, 4 — взбросы и надвиги, 5 — сбросы и грабены, не выражающиеся в масштабе по ширине; 6 — территория сейсмической активности в период землетрясения 2003 г., показанная на рис. 2; 7 — моделируемая область, показанная на рис. 4. Цифрами на схеме обозначены разломные зоны: 1 — Иртышская, 2 — Зайсанская, 3 — Кобдинская, 4 — Шапшальская, 5 — Сайгоньшская, 6 — Телецкая, 7 — Курайская, 8 — Чулышманская, 9 — Фуоньская, 10 — Нарымская, 11 — Сагсайско-Толбонурская, 12 — Шавлинская, 13 — Катунская, 14 — Белокурихинская, 15 — Уйменско-Сумультинская.



структурой, что и позволяет говорить о морфотектоническом строении Алтая как о частном случае неотектонического строения. В последние годы морфотектоническая модель Алтая была существенно уточнена с применением ГИС на базе цифровых моделей рельефа и цифровых космических снимков [Новиков и др., 2008]. Приводимый в качестве иллюстрации фрагмент морфотектонической схемы Алтая дает представление об основных элементах северной ее части (рис. 1).

Основу новейшей структуры региона составляют четыре правосдвиговые зоны, единые для Горного и Монгольского Алтая. Крайние северо-восточная и юго-западная сдвиговые зоны образуют соответствующие границы Большого Алтая. Местами они имеют существенную вертикальную составляющую. Разломная зона, образующая юго-западную границу Алтая (1), носит в литературе название зоны Иртышского разлома, к ее северному окончанию под прямым углом примыкает Зайсанский взбросонадвиг (2), характер движений по которому определяется по смятию вдоль его фронта осадков Зайсанской впадины. Его еще иногда называют южным фасом Алтая.

Северо-восточная граница горной системы образована Кобдинской сдвиговой зоной (3). В северной своей части Кобдинский разлом раздваивается. Восточная ветвь образует западную границу Джулукульской впадины, а оперяющий ее Шапшальский взбросонадвиг (4) образует северо-восточную границу данной впадины. Далее на север восточная ветвь надстраивается Сайгонышским взбросом (5) и системой разломов, ограничивающих грабен Телецкого озера (6). Западная ветвь Кобдинского разлома также имеет преобладающую сдвиговую составляющую. Она имеет северо-западное простирание и в средней части с запада оперяется Курайской системой взбросонадвигов (7) и носит название Чулышманского разлома (8). Из осевой части Монгольского Алтая на территорию Горного Алтая прослеживаются еще две сдвиговые зоны северо-западного простирания — Фуюньско-Верхнекобдинская (9), оперяемая Нарымским взбросом (10) и Толбонурско-Сагсайская (11). Последняя состоит из двух сближенных сдвиговых зон. Северо-восточная (Толбонурская) зона протягивается в пределы Горного Алтая. Данная зона сопряжена через Шавлинский взброс (12) с Катунской разломной зоной, предположительно имеющей характер раздвига (13). Последний своим северным окончанием утыкается в северную разломную границу Горного Алтая (северный фас Алтая). Эта разломная зона носит название Белокурихинской (14). Движения по ней носят взбросовый характер. Северо-западное окончание Курайской взбросовой зоны продолжается к северу субмеридиональным Уйменско-Сумультинским разломом (15). По пространственному положению в структуре разломов Горного Алтая он предварительно отнесен к раздвигам.

Таким образом, в настоящее время имеются достаточно подробные модели блоковой делимости Алтая и в целом понятны механизмы дробления литосферы в его пределах. Поскольку плановая конфигурация блоков и фокальные механизмы землетрясений определены [Жалковский и др., 1995], имеется возможность численного моделирования взаимодействия блоков. Помимо научного значения подобные модельные построения имеют и прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которые при разрядке способны вызвать катастрофические сейсмические события.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ПОДХОДЫ К ОПИСАНИЮ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Одной из главных проблем геодинамики континентальной литосферы является механизм локализации деформаций, приводящий к формированию складчатых поясов. В ряде недавних работ в области моделирования внутриконтинентальных тектонических процессов возникла дилемма во взгляде на природу деформации и, соответственно, на методы ее описания. Одна из точек зрения состоит в том, что вся деформация локализована в узких зонах разломов и происходит путем дискретных во времени событий. Пространство между зонами локализаций занимают жесткие блоки, движущиеся как единое целое, внутри которых деформации пренебрежимо малы [Peltzer, Saucier, 1996]. Другой подход заключается в описании литосферы как сверхвязкой среды с непрерывно распределенной, неоднородной деформацией. В этом случае поверхностная хрупкая деформация отражает пластическое течение в нижней коре и мантии и происходит путем множества разрывов и скольжений в объеме среды [Bourne et al., 1998].

В первом подходе реализуется описание литосферы как тонкой упругой пластины, находящейся в плоском напряженном состоянии, осложненной произвольно распределенной сетью разломов. В зависимости от модели, на поверхностях активных разломов задаются динамические условия растяжения, сдвига или сжатия. Так, в модели [Peltzer, Saucier, 1996] вид разлома заранее может быть (i) неизвестен (разрешено 2 степени свободы), либо (ii) определяется путем задания направления вектора скольжения (разрешена 1 степень свободы) или (iii) направления и величины вектора скольжения вдоль разлома (фиксированные перемещения, 0 степеней свободы). В соответствии случаям (i) — (iii) из решения определяются скорости во внутренних частях блоков и/или на разломах. В этой модели с линейно-упругой реологией литосферы задавалось движение по Гималайскому надвику со скоростью 18 мм/год, сдвиг по разлому Алтын-Таг со скоростью 30 мм/год, три левосторонних сдвига по широтным разломам в пределах

Китайской плиты со скоростью 15 мм/год и надвиг в Тянь-Шане со скоростью 3 мм/год. Данных о перемещениях на Алтае авторы не учитывали, поэтому Алтайский складчатый пояс моделировался всего одним разломом в условиях свободного скольжения.

В своей модели авторы [England, Molnar, 1997] рассмотрели упругую деформацию области, покрывающей Центральную Азию, с целью изучения влияния Индо-Азиатской коллизии на неотектонику Азии. Основная идея, разрабатываемая ими, состоит в восстановлении поля скоростей внутри объема, используя деформации скольжения на поверхностях множества внутриплитных разломов. Вся область разбивается на ряд элементарных объемов, границами которых являются сейсмически-активные разломы. Скорость сходимости между Индией и Евразией вдоль Гималаев от 18 до 25 мм/год принималась в качестве источника деформаций в Центральной Азии. Для Монголо-Алтайской области авторы задавали правосторонний сдвиг на сегментах Монгольского Алтая со скоростью 6 ± 4 мм/год и левостороннего сдвига Гобийского Алтая со скоростью 4 ± 2 мм/год. Подобная схема, учитывающая основные тектонические структуры — плиты, микроплиты и сеть главных тектонических разломов Центральной Азии, была смоделирована в работе [Дядьков и др., 2004]

Другой тип моделирования внутриплитных деформаций является континуальным. В нем рассматривается класс хрупковязкопластичной реологии на более длительном временном масштабе [Melosh, Williams, 1989; Bird, 1989; Houseman, England, 1993; Kong, Bird, 1996]. В зависимости от рассматриваемого временного масштаба, в таких моделях используются деформируемые либо недеформируемые сетки. В первом случае обычно рассматривается длительная эволюция с изменяющейся геометрией расчетной области за период времени порядка 40—50 млн лет, соответствующего, например, длительности Ларамийской фазы складчатости [Bird, 1989] или внедрению Индийской плиты в Евразийский континент [Houseman, England, 1986, 1993]. Во втором случае, так называемых моделей мгновенных скоростей, рассматривается более короткий временной интервал (первые млн лет), когда изменение геометрии модельной области не принимается во внимание и скорость деформаций предполагается квазистационарной [Bird, 1989; Полянский, 1998; Полянский, Добрецов, 2001; Polyansky, 2002].

Для выяснения механизмов современных деформаций Горного Алтая нами проведено численное моделирование тектонических движений этого региона, в результате которого определено напряженно-деформированное состояние литосферы региона. Геодинамическое моделирование на основе решения уравнений механики деформируемого твердого тела (МДТТ) становится мощным аппаратом исследований в области наук о Земле [Лобковский и др., 2004]. Однако, как правило, приходится сталкиваться с рядом трудностей при численном решении этих уравнений. Среди них следующие: неопределенность в задании начальных условий (начальной формы геологических тел), неоднозначность в выборе граничных условий, сложная реология геоматериалов (зависимость от температуры и состава пород, трение на контактах между блоками) и др. Кроме того, как правило, известен только конечный результат природного «эксперимента» и лишь некоторые «следы» промежуточных состояний. Названные трудности преодолеваются введением ряда упрощающих предположений. Во-первых, для упрощения решения задачи мы рассматривали не единую тектонотермальную модель, а ограничились только механической, считая термальные процессы менее значимыми для непродолжительных в геологическом масштабе времени деформаций. Во-вторых, мы ограничились двумерным представлением тектонического процесса: рассматривается задача плоского напряженного состояния. В-третьих, все этапы складчатости рассматриваются непрерывными во времени, хотя в реальности они проявляются как отдельные эпизоды. Поверхностные процессы эрозии горных хребтов и осадконакопления в межгорных впадинах также не принимались во внимание. Если рассматривать коллаж тектонических блоков Горного Алтая в качестве единой тектонической структуры, то ее кинематика в кайнозое определяется как правый сдвиг. Тогда механизм деформаций в первом приближении может описываться течением Куэтта: линейным плоскопараллельным потоком в области между двумя жесткими пластинами с параллельными границами, движущимися в противоположных направлениях. В реальности структура намного сложнее и требуется рассмотреть множество контактирующих блоков, разделенных активными или пассивными (запертыми) в современную эпоху разломами.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

С целью определения тектонического режима в районе плейстосейстовой области Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. $M = 7.3—7.5$ (Юго-Восточный Алтай) было проведено математическое моделирование движения и контактного взаимодействия литосферных блоков. На выбор места повлияло наличие большого объема геоморфологической, геологической и геофизической информации, полученной в ходе работ по изучению сейсмической активизации и ее геологических эффектов для данного района [Новиков и др., 2004б, 2008; Еманов, Лескова, 2005, 2006; Тимофеев и др., 2006; Лунина и др., 2006] (рис. 2).

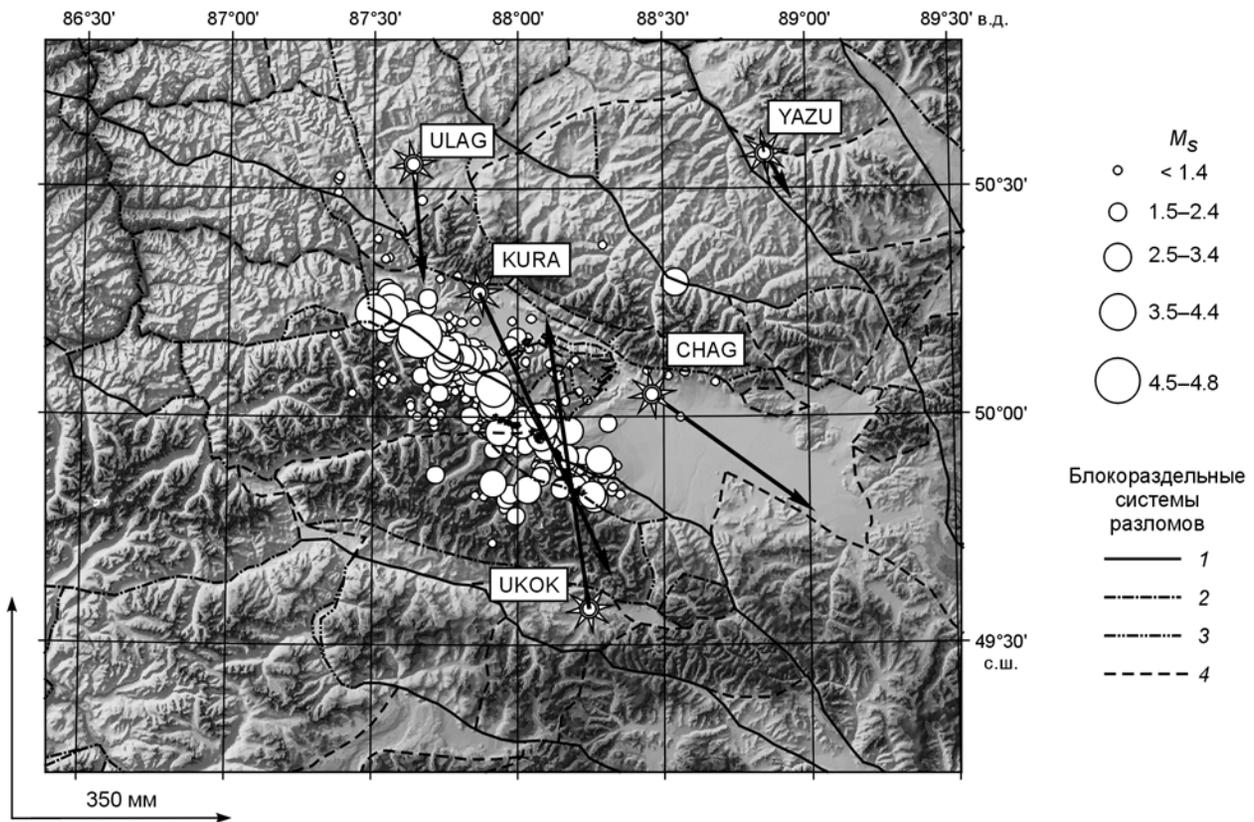


Рис. 2. Схема перемещений блоков по данным GPS за период 2003—2004 гг. [Тимофеев и др., 2006], распределения эпицентров основных толчков и афтершоков [Лескова, Еманов, 2006] и сейсмических разрывов Чуйского землетрясения 2003 г. [Новиков и др., 2008].

В левом нижнем углу показан масштаб смещений. 1 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 2 — взбросы и надвиги, 3 — сбросы и раздвиги, 4 — неясной кинематики.

Поставленная задача решалась с учетом физической нелинейности вследствие необратимых деформаций при контактном взаимодействии плит. В силу длительности геологических процессов, движение плит определяется численным решением квазистатических уравнений МДГТ. Для дискретизации уравнений МДГТ использовался метод конечных элементов (см., например, [Bathe, 1996; Zeinkiewicz, Taylor, 2000; Коробейников, 2000; MSC. Marc..., 2005]), который является наиболее подходящим для решения задач математического моделирования тектонических процессов, приводящих к большим деформациям [Коробейников и др., 2006а,б].

Задача деформирования блоков решается в текущей лагранжевой формулировке уравнений МДГТ [Коробейников, 2000], при этом деформации и повороты блоков могут принимать произвольные значения (т. е. учитывается геометрическая нелинейность деформирования), кроме того, учитываются физическая нелинейность в определяющих соотношениях упругопластического деформирования и нелинейность, обусловленная необходимостью определения неизвестных заранее границ контакта деформируемых тел.

Приведем уравнения в текущей лагранжевой формулировке квазистатического деформирования упругопластических тел [Коробейников, 2000; MSC. Marc..., 2005; Коробейников и др., 2006б] (без учета действия массовых сил):

1. Уравнения равновесия в слабой форме (уравнение принципа возможных скоростей перемещений или уравнение баланса виртуальных мощностей):

$$\int_V \sigma_{ij} \delta d_{ij} dV = \int_{S_T} T_i^* \delta v_i dS \quad \text{для любого } \delta v_i \quad (\delta v_i = 0 \text{ на } S_v). \quad (1)$$

Здесь и далее σ_{ij} , d_{ij} — соответственно компоненты симметричного тензора напряжений Коши и тензора скорости деформаций; v_i — компоненты вектора скорости материальной частицы; V — область, занимаемая телом в текущей конфигурации; S — замкнутая поверхность, ограничивающая область V ; S_v , S_T —

части поверхности S , на которых заданы компоненты векторов скорости перемещений v_i и напряжений $T_i \equiv N_j \sigma_{ij}$; $v_i = v_i^*$ на S_v , $N_j \sigma_{ij} = T_i^*$ на S_T ; индекс «*» обозначает заданную величину; индексы i и j пробегает значения от 1 до 3; по повторяющимся индексам проводится суммирование; знак « δ » обозначает вариацию, так что $\delta v_i = 0$ на S_v (граничные условия на S_v являются главными, а на S_T — естественными).

2. Кинематические соотношения (связи компонент тензора скорости деформаций с компонентами тензора градиента скорости) имеют вид

$$d_{ij} = \frac{1}{2} (v_{i,j} + v_{j,i}). \quad (2)$$

Здесь и далее запятая обозначает частную производную.

3. Определяющие соотношения упругопластического материала записываются в виде однородной нелинейной зависимости между компонентами скорости тензора напряжений и тензора скорости деформаций

$$\sigma_{ij}^{\nabla} = C_{ijkl} d_{kl}, \quad \sigma_{ij}^{\nabla} \equiv \dot{\sigma}_{ij} + \sigma_{kj} w_{ki} + \sigma_{ik} w_{kj} + \sigma_{ij} d_{kk}, \quad w_{ij} \equiv \frac{1}{2} (v_{i,j} - v_{j,i}). \quad (3)$$

Здесь и далее точка над величиной обозначает частную производную этой величины по параметру деформирования (времени) t ; σ_{ij}^{∇} — объективная производная по Хиллу тензора напряжений Коши; w_{ij} — компоненты антисимметричного тензора вихря; C_{ijkl} — компоненты тензора четвертого ранга, обладающего следующими симметриями:

$$C_{ijkl} = C_{klij} = C_{jikl}. \quad (4)$$

Явные выражения компонент этого тензора для теории пластического течения имеют следующий вид

$$C_{ijkl} = \frac{E}{1+\nu} \left[\frac{1}{2} (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) + \frac{1}{1-2\nu} \delta_{ij} \delta_{kl} - c \frac{\alpha s_{ij} s_{kl}}{1+\nu+2\alpha J_2} \right], \quad (5)$$

где

$$c = \begin{cases} 0, & \text{если } f_y < 0 \text{ или } f_y = 0 \text{ и } s_{ij} d_{ij} \leq 0 \\ 1, & \text{если } f_y = 0 \text{ и } s_{ij} d_{ij} > 0 \end{cases}, \quad (6)$$

δ_{ij} — дельта-функция Кронекера, E — модуль Юнга, ν — коэффициент Пуассона. В настоящей работе используется модель материала с изотропным упрочнением с функцией текучести Хубера—Мизеса

$$f_y(s_{ij}) \equiv \sqrt{3J_2(s_{kl})} - \sigma_y, \quad (7)$$

где σ_y — текущее значение предела текучести ($\sigma_y = \sigma_y^0$ при $t = 0$, σ_y^0 — начальное значение предела текучести материала); J_2 — второй инвариант тензора-девиатора напряжений

$$J_2 \equiv \frac{1}{2} s_{ij} s_{ij}, \quad s_{ij} \equiv \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \delta_{ij} \sigma_{kk}. \quad (8)$$

Скалярная величина α характеризует степень упрочнения материала и определяется следующим образом:

$$\alpha(J_2) \equiv \frac{3}{4J_2} \left[\frac{E}{E_t(J_2)} - 1 \right]. \quad (9)$$

Здесь E_t — касательный модуль диаграммы одноосного растяжения/сжатия, приведенной на рис. 3, где под e понимается логарифмическая деформация, а под σ — истинное напряжение.

Рассматривается верхняя часть континентальной литосферы, материал которой достаточно хорошо представляется упругопластической моделью [Brown, Philips, 2000; Albert et al., 2000; Макаров, 2007]. Для всех блоков использовались одинаковые значения модуля Юнга E и коэффициента Пуассона ν : $E = 17$ ГПа, $\nu = 0.25$.

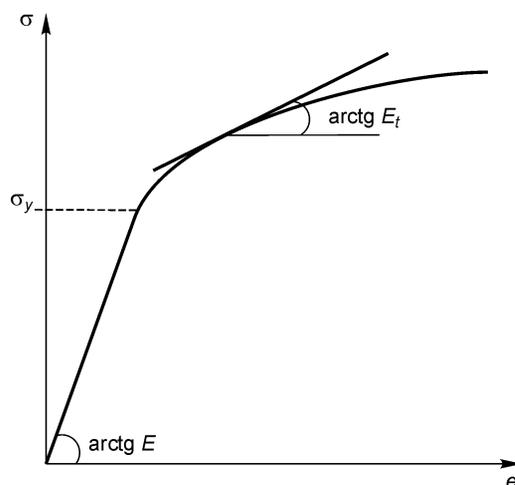


Рис. 3. Диаграмма одноосного растяжения упругопластического материала.

Для решения задач квазистатического деформирования производилось пошаговое интегрирование уравнений (1)—(3) с итерационным уточнением решения на каждом шаге по времени методом Ньютона—Рафсона. Вхождение блоков в контакт друг с другом определяется кинематически. Если произошло проникновение одного тела в другое, то с использованием итерационной процедуры решения контактных задач устанавливается заранее неизвестная граница контакта блоков и определяются контактные силы, предохраняющие блоки от взаимного проникновения через границу контакта. Алгоритм решения контактных задач основан на методе штрафных функций [Коробейников, 2000; MSC. Marc..., 2005]. Расчеты проводились с помощью пакета [MSC. Marc..., 2005] в двумерной постановке в приближении плоского напряженного состояния, при определении контакта тел учитывалось трение на поверхностях контакта.

КОНЕЧНО-ЭЛЕМЕНТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛИТ АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

В соответствии с имеющимися морфолого-тектоническими данными [Новиков, 2004] в рассматриваемой области Алтайского региона выделим восемь блоков, границы которых совпадают с линиями разломов, разделяющих блоки. Катунский разлом ограничивает модельную область с запада, Телецко-Чулышманский — с востока, Курайский, северное окончание Толбонурского (Чуйский) и Южно-Уйменско-Сумультинский проходят внутри модельной области примерно параллельно западной и восточной границ (см. рис. 2). Эти блоки приведены на рис. 4: Чуйская впадина (b15), Чаган-Узунский (b16), Шавлинский (b33), Чуйский (b39), Курайская впадина (b40), Курайский (b41), Иолго-Айгулакский (b44), Сумультинский (b45).

Для каждого из блоков создается конечно-элементная модель, включающая конечно-элементную (КЭ) сетку с определенным типом элементов, реологическую модель материала, заданные на поверхности S_T нагрузки или скорости перемещений на границе S_U (для блоков на границе области). В настоящей работе для всех блоков выбраны 4-узловые изопараметрические конечные элементы, применяемые для описания плоского напряженного состояния. Треугольные элементы в КЭ сетках на рис. 4 получены совмещением двух узлов 4-узлового элемента этого же типа в один узел [Bathe, 1996].

Известно [Жалковский и др., 1995; Гольдин, Кучай, 2007], что Алтае-Саянская область, которая считается «открытой» на СЗ и ЮВ, находится в условиях сдвига с наложенным умеренно-стесненным плоским сжатием. Как следствие, большая часть крупных землетрясений в этом регионе происходит по сценарию горизонтального сдвига [Еманов, Лескова, 2005; Тимофеев и др., 2006]. В КЭ модели сдвиг в рассматриваемой области моделировался заданными перемещениями внешних границ краевых блоков (см. рис. 4). Скорость перемещений этих границ задавалась равной 2 мм/год, что является средним значением для территории Горного Алтая по данным [Тимофеев и др., 2006], направления векторов скорости приведены на рис. 4 и были выбраны исходя из данных измерений методом GPS. На тех участках области, где кинематические условия не заданы, ставились граничные условия Винклера [Melosh, Williams, 1989], соответствующие упругой реакции внешней среды. Так как в формулировке задачи нет

характерного масштаба времени, можно ввести его из наблюдаемой скорости перемещения. Так как моделирование осуществляется «вперед» по времени и финальная структура модели соответствует современному состоянию, необходимым условием является то, чтобы финальная конфигурация не сильно отличалась от начальной. По этой причине мы допускаем, что максимальное перемещение границ составляет порядка 2 км, а характерный временной масштаб модели — 1 млн лет. Размеры моделируемой области составляют 233 км по горизонтали и 257 км по вертикали.

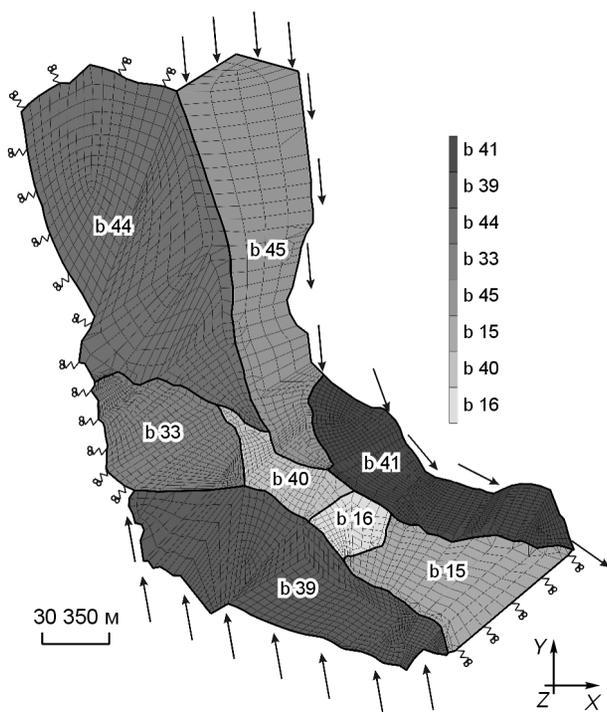


Рис. 4. Геометрия блоковой среды и граничные условия модели.

Блоки в модели выделены тоном и обозначены: b15 — Чуйская впадина, b16 — Чаган-Узунский, b33 — Шавлинский, b39 — Чуйский, b40 — Курайская впадина, b41 — Курайский, b44 — Иолго-Айгулакский, b45 — Сумультинский. Кинематические граничные условия схематически показаны в виде векторов перемещений точек границ области, реакция материала литосферы на «открытых» границах области моделируется граничным условием Винклера с заданными значениями жесткости фиктивных пружин $K_f = 1.2 \cdot 10^5$ Па. Модельная область соответствует региону, выделенному штриховой линией на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для моделирования механизма деформации литосферы Алтая, вызвавшей землетрясение 2003 г., нами использовалась морфотектоническая схема движений Алтайской складчатой области и примыкающих структур по данным [Новиков, 2004б]. Так как моделируемая область находится на территории двух разных террейнов: Горно-Алтайского и Телецко-Башкауского [Добрецов, 2003], то в расчетной модели использовались два разных предела текучести материала. Предел текучести $\sigma_y^1 = 51$ МПа соответствовал западной области модели: Чуйскому (b39), Шавлинскому (b33), Иолго-Айгулакскому (b44) блокам (см. рис. 4). Во всех остальных блоках (восточная область модели) предел текучести был принят равным $\sigma_y^2 = 1.5 \times \sigma_y^1 = 78$ МПа. Такой выбор реологических параметров объясняется разным составом пород двух террейнов: породы Горно-Алтайского террейна представлены зеленосланцевыми, глаукофан-зеленосланцевыми метавулканогенно-карбонатно-терригенными комплексами (например, теректинской свиты) и гранитогнейсами, мигматитами, амфиболитами, пегматитами курайского комплекса, представляющие Телецко-Башкауский террейн [Буслов и др., 2003]. Необходимо отметить, что в аналогичных работах по моделированию тектонических процессов движения плит выбор данных параметров варьирует в пределах $\sigma_y = 15 \div 120$ МПа [Huismans, Beaumont, 2003]. Касательный модуль E_t (см. рис. 3) принимался для всех типов материалов одинаковым и составлял $0.001 \cdot E$, характерный для поведения горных пород по экспериментальным данным [Пуарье, 1988].

В процессе исследования были решены две задачи: смоделировано поле напряжений, которое соответствует наблюдаемому полю сейсмичности [Лескова, Еманов, 2006] и морфотектоническим данным [Новиков, 2004а], а также смоделирован характер смещений по межблоковым границам, не противоречащий данным, полученным по GPS-измерениям [Тимофеев и др., 2006].

Первая задача решалась при граничных условиях, несколько отличающихся от приведенных на рис. 4: северо-восточная граница двигалась к югу (по азимуту 170°) с одинаковой по направлению скоростью. Такой режим будем называть косою коллизией в отличие от коллизии с вращением.

На рис. 5 приведены результаты расчетов по модели косою коллизии для трех последовательных времен. Тонами показаны уровни распределения интенсивности напряжений: серые области соответствуют более высоким напряжениям. При растущей деформации (см. рис. 5) область пластических течений зарождается вдоль Чуйского разлома (а), распространяется по границе Чаган-Узунского блока (б), охватывает Курайский блок и пересекает Чуйский блок (в). Для наглядности приведено поле напряжений от 0 до 95 МПа, которое показывает те области, где вероятнее всего произойдет релаксация накопленных упругих напряжений. Приведены распределения напряжений в моменты времени 0.258 (а), 0.463 (б) и 1 (в) млн лет с начала деформирования, из которых следует, что область пластических деформаций сосредотачивается в южной части модельной области и трассирует продолжение Уйменско-Сумультинского разлома на юг. Как следует из результатов моделирования, сочетание внешних тектонических сил и ориентация главных разломов приводят к формированию поля напряжений, которое определило полосу разгрузки вдоль южного борта межгорных впадин. Интересно отметить, что Иолго-Айгулакский и Сумультинский блоки северной части модельной области остаются в упругонапряженном состоянии.

Направления перемещений (скоростей) границ моделируемой области задавались согласно наблюдаемым косейсмическим смещениям блоков, представленных в [Тимофеев и др., 2006] и показанных на рис. 2 (ULAG, YAZU, UKOK, KURA, CHAG). Первоначально было опробовано множество расчетных схем деформирования блоков и выделено три варианта (схемы 1—3). Во всех схемах деформирования граничные условия были одинаковыми (коллизия с вращением, см. рис. 4), а изменялись только условия на контактах блоков. В схеме 1 предполагалось, что на контактах между всеми блоками действует трение, в схеме 2 — трение действует только на контакте блока b39, все остальные разломы заперты, в схеме 3 — трение допускается вдоль магистрального разлома, разделяющего террейны, все остальные разломы заперты (опция «glue» программы MSC. Marc 2005). Этим самым проверялись три разные модели складчатого пояса: 1 — область коллизии считалась блочной средой с одинаковым трением на всех контактах, 2 — существование одного блока (Чуйский блок), являющегося «индентором», контакт которого считался активным, 3 — модель двух террейнов, разделенных магистральным активным разломом. Разделение разломов на активные и пассивные представляет собой сложную задачу ввиду недостатка данных, и в выборе характера разлома всегда существует некоторый произвол. В стартовой модели (схема 1) мы оставляем возможность скольжения по всем разломам, задавая условия кулоновского трения. Использовался закон трения Кулона—Мора с коэффициентом трения $k = 0.7$. Поля перемещений на конечный момент времени (1 млн лет) представлены на рис. 6 для трех вариантов деформирования.

Как видно из рис. 6 (схема 1), при задании граничных перемещений, совпадающих по направлению с наблюдаемыми смещениями, модельные направления перемещений (скоростей) не совпадают в пунктах

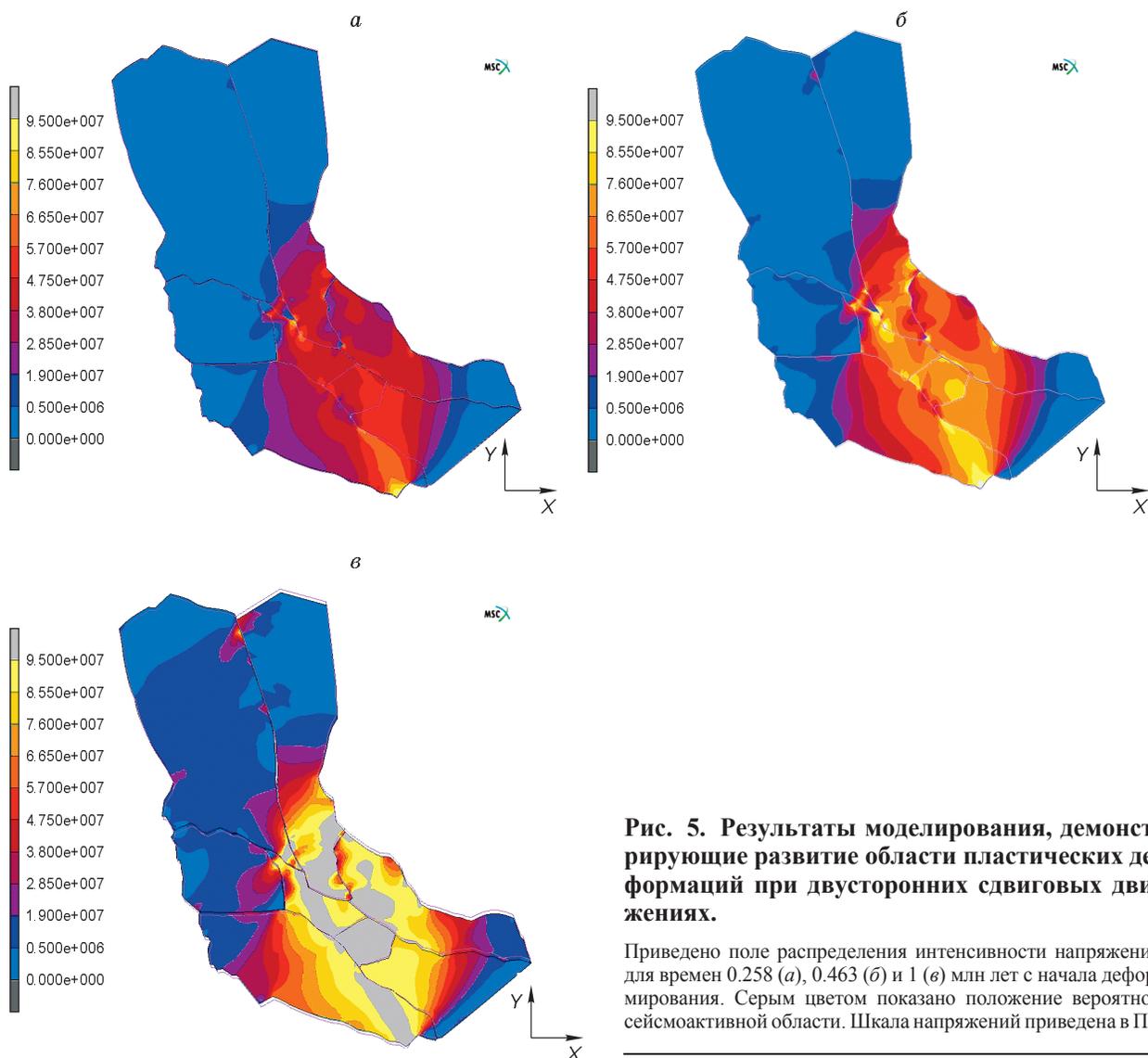


Рис. 5. Результаты моделирования, демонстрирующие развитие области пластических деформаций при двусторонних сдвиговых движениях.

Приведено поле распределения интенсивности напряжений для времен 0,258 (а), 0,463 (б) и 1 (в) млн лет с начала деформирования. Серым цветом показано положение вероятной сейсмоактивной области. Шкала напряжений приведена в Па.

KURA и CHAG, но хорошо совпадают в пункте наблюдения ULAG. В связи с таким несоответствием с наблюдаемыми смещениями авторами была рассмотрена схема 2, в которой задавалось отсутствие проскальзывания между блоками (опция «glue»), за исключением контакта Чуйского блока (см. рис. 4) с блоками Чаган-Узунский, Шавлинский, Курайская и Чуйская впадина. Как видно из результатов моделирования, поле перемещений в блоках Курайская впадина, Сумультинская, Чуйская впадина (рис. 6, схема 2) совпадает с наблюдаемыми направлениями смещений в пунктах KURA, ULAG, CHAG.

Далее была предложена схема 3 (схема «магистрального разлома»), в которой задавалось отсутствие проскальзывания между всеми блоками, за исключением «магистрального разлома», разделяющего западные блоки b44, b33, b39 от восточных блоков b40, b45, b15, b16 (см. рис. 4), где задавалось трение. Выбор такой схемы объясняется наличием границы между двумя геологическими террейнами, где следует ожидать различие в механических свойствах террейнов, а также большую концентрацию сейсмической активности, которая свидетельствует о высвобождении накопленной упругой энергии деформации и возможном смещении по разлому [Болт и др., 1978]. Как и в случае схемы 2, поле перемещений (скоростей) в блоках Курайская впадина, Сумультинский, Чуйская впадина (рис. 6, схема 3) совпадает с наблюдаемыми направлениями смещений в пунктах KURA, ULAG, CHAG.

Другой независимой характеристикой тестирования моделей является величина утолщения/утонения коры. В рамках приближения плоского напряженного состояния толщина элементов, моделирующих кору, задавалась в начальный момент времени $t = 0$ для всего региона 50 км по данным [Крылов и др., 1968]. Рассмотрим распределение толщин конечных элементов на момент времени 1 млн лет, полученное в результате моделирования по схеме 3 (рис. 7, а). Как видно, Чуйскому и Шавлинскому блокам соот-

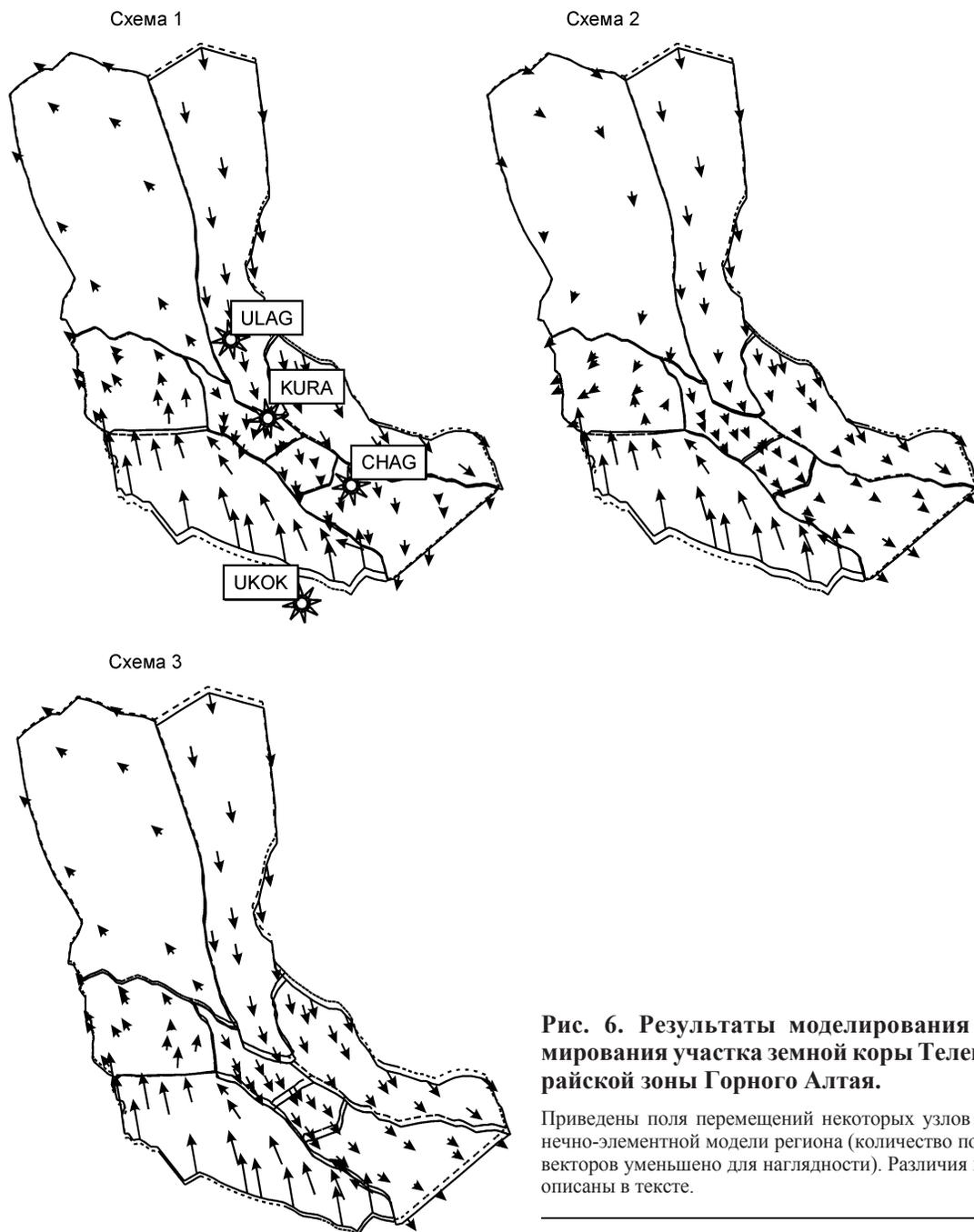


Рис. 6. Результаты моделирования деформирования участка земной коры Телецко-Курайской зоны Горного Алтая.

Приведены поля перемещений некоторых узлов сетки конечно-элементной модели региона (количество показанных векторов уменьшено для наглядности). Различия в моделях описаны в тексте.

ветствуют наибольшие высоты рельефа данного района и, наоборот, блокам Чуйская и Курайская впадины соответствуют меньшие высоты. Мощность коры в северной области модели остается почти неизменной. Что касается Чаган-Узунского блока, который в природе находится выше границах с ним блоков осадочных впадин, то в данной постановке задачи не удалось воспроизвести это ввиду невозможности определения вертикального смещения блоков в приближении плоского напряженного состояния.

Как показывает моделирование, напряжения концентрируются в южной части модельной области. В результате деформирования блоки южной части модели Чуйский, Курайский, Чаган-Узунский, блоки осадочных впадин, а также частично Шавлинский и южный край Сумультинского перешли в пластическое состояние (см. рис. 7, б). Величина максимальной интенсивности напряжений для двух террейнов разная и составляет 48—56 МПа в Горно-Алтайском (показано желтым цветом) и 72—80 МПа в Телецко-Чулышманском (показано красным). Интересно отметить, что Иолго-Айгулакский и Сумультинский блоки северной части модельной области остаются вне зоны развития пластических деформаций.

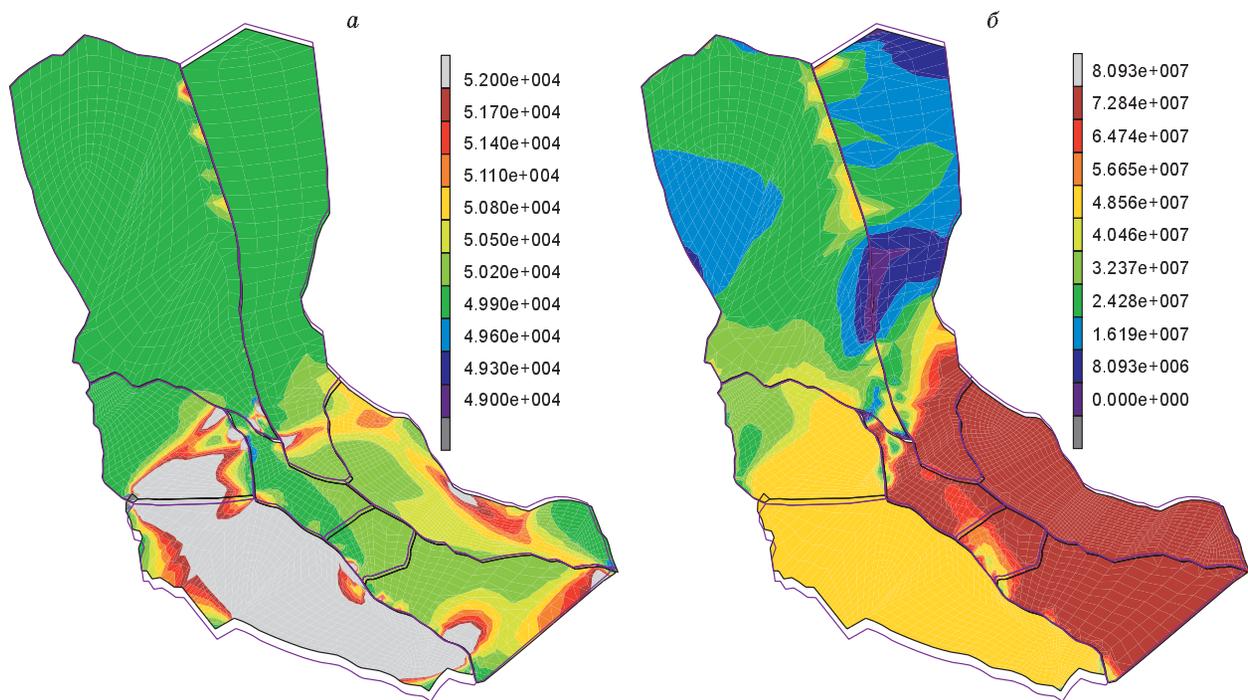


Рис. 7. Результаты численного моделирования деформирования земной коры Горно-Алтайского региона по модели с генеральным разломом (схема 3).

a — модельная мощность земной коры (толщина конечных элементов в метрах); *б* — изолинии величины интенсивности напряжений приведены в Па.

ВЫВОДЫ

Разработанные модели показывают, что для успешного моделирования напряженного состояния в период кайнозойской активизации Алтая можно рассматривать Саянскую область как устойчивый домен, вдоль которого Джунгаро-Таримский домен перемещается в северо-западном направлении, т.е. в обстановке внутриконтинентальной косо́й коллизии. Когда мы рассматриваем данные GPS, следует учитывать, что они отражают движения за короткий (2003—2004 гг.) интервал времени. Однако эти данные позволяют определить масштаб скоростей, которые являются граничным условием при моделировании. Задавая неподвижную границу с Западно-Саянским доменом, оказалось невозможным построить непротиворечивую модель. Моделирование требует введения «проскальзывания» мобильной зоны Алтая относительно Западно-Саянской.

Как показывает моделирование, в пределах рассматриваемой системы блоков юга Горного Алтая современные напряжения концентрируются на южном продолжении Сумультинского разлома вдоль узкой полосы, пересекающей западную часть Курайской впадины и совпадающей с юго-западной границей Чаган-Узунского блока. По морфотектоническим данным, Чаган-Узунский блок испытывает сжатие со всех четырех сторон. Такое сжатие вызывает деформацию его вершинной поверхности и Йлдыс-кельская впадина, занимающая ее значительную часть, является результатом растяжения. Северо-западная и юго-восточная границы блока имеют взбросовые границы с примыкающими к ним Курайской и Чуйской впадинами. На границе с Курайской впадиной режим напора на впадину фиксируется по характерным передовым валам выпирания (форбергам), а на границе с Чуйской впадиной помимо форбергов наблюдаются еще и складки напора в угленосных неогеновых толщах. С юго-запада на Чаган-Узунский блок «наваливается» более высокий Северо-Чуйский, отделенный от него прямолинейным взбросовым уступом, что подтверждается моделированием толщины коры.

Полоса локализации напряжений не везде совпадает с простираем заданных разломов, являющихся контактами блоков. Этот результат дает возможность предсказания зоны локализации критических напряжений. В рамках численного моделирования находит подтверждение гипотеза С.В. Гольдина [Гольдин, Кучай, 2007] о двух причинах концентрации напряжений в блочной среде: 1) наличие границы двух реологически различных сред, 2) развитие пластического течения во внутренних областях блоков. Мы предполагаем, что во время Алтайского землетрясения обе причины могли играть определенную роль, но

вторая причина являлась преобладающей и проявилась в виде процессов частичного нарушения сплошности деформируемых блоков.

Результаты моделирования поля напряжений позволяют рассматривать Чуйское землетрясение как один из многочисленных эпизодов сейсмических проявлений в условиях правостороннего сдвига и коллизии Джунгарского и Западно-Саянского блоков, обрамляющих мобильный пояс Алтая. При реконструкции полей перемещений правдоподобной оказалась модель с наличием генерального разлома, проходящего посередине модельной области и разделяющего его на два района с разными реологическими свойствами. Таким образом, наиболее адекватной является модель, учитывающая границу раздела более пластичного Горно-Алтайского и более жесткого Телецко-Чулышманского доменов. Структурный рисунок зоны поверхностных сейсморазрывов главного толчка Чуйского землетрясения 2003 г., отсекающей юго-западную периферию Чуйской впадины, указывает на правосдвиговый характер подвижек по сейсмогенерирующему разлому [Лунина и др., 2006], соответствующий модельному.

Проведенное моделирование убедительно показывают, что, зная конфигурацию блоков мобильной зоны, механизмы очагов землетрясений в ее пределах и варьируя граничные условия, можно адекватно спрогнозировать области концентрации напряжений. В большинстве численных экспериментов наблюдалась повторяемость в отношении расположения области локализации максимальных напряжений. Эти напряжения образуют линейную структуру на южном продолжении Уйменско-Сумультинского разлома (№ 15 на рис. 1) и не распространяются во внешние зоны. Это говорит об их стабилизации в пространстве и возможном формировании нового разрывного нарушения, соединяющего упомянутые зоны в единую систему. Помимо научного значения подобные модельные построения имеют прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которая при разрядке вызовет катастрофические сейсмические события. В частности, в рамках рассмотренной модели развития блоковой делимости Юго-Восточного Алтая можно утверждать, что дальнейшее развитие сейсмической активизации, начавшейся сильными землетрясениями 2003 г., если она вообще будет иметь место, будет развиваться на север по Уйменско-Сумультинской разломной зоне. При сохранении имеющихся напряжений развитие системы пойдет по пути разрушения западной периферии Курайской впадины, соединения Уйменско-Сумультинской разломной зоны с Чуйской (западным окончанием Толбонурской) и дальнейшей деформацией объединенной зоны в сдвиговом режиме. Такое увеличение длины одной из основных сейсмогенерирующих зон Большого Алтая неизбежно приведет к возрастанию уровня сейсмической опасности в Северо-Восточном Алтае.

Понятно, что подобные выводы, сделанные на основе частной модели, описывающей взаимодействие 8 из более чем 70 блоков Большого Алтая, носят предварительный характер и нуждаются в проверке на основе моделей с большим количеством блоков. В любом случае, рассмотренная модель показала свою работоспособность, поскольку, базируясь лишь на геометрии блоков и общей ориентации векторов сжатия в регионе, выявила область концентрации напряжений в районе, где, действительно, имела место крупная сейсмическая активизация.

Работа поддержана междисциплинарными интеграционными проектами СО РАН № 116, ОНЗ РАН № 16.3, 7.6.1, а также грантами НШ-258.2008.5 и РФФИ № 08-05-01395.

ЛИТЕРАТУРА

- Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдоналд Г.А., Скотт Р.Ф.** Геологические стихии, М., Мир, 1978, 440 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.
- Гольдин С.В., Кучай О.А.** Сеймотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 692—723.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А.** Трехмерная вязкоупругая модель литосферы Центральной Азии: методология построения и численный эксперимент // Физическая мезомеханика, 2004, т. 7 (1), с. 91—101.
- Егоров А.С., Чистяков Д.Н.** Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 101—119.
- Еманов А.А., Лескова Е.В.** Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1065—1072.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Строение эпицентральной зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным метода сейсмической томографии с двойными разностями // Физическая мезомеханика, 2006, т. 9, № 1, с. 45—50.

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.

Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 262 с.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. РАН, 2006а, т. 408, № 4, с. 512—516.

Коробейников С.Н., Ревердатто В.В., Полянский О.П., Свердлов В.Г., Бабичев А.В. Оценка эффекта геометрической нелинейности при математическом моделировании тектонических процессов // Вычислительные методы и программирование, 2006б, т. 7, № 2, с. 278—293.

Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1968 (4), с. 59—71.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., $K = 17$, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика, 2006, т. 9, № 1, с. 51—55.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 612 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_s = 7.5$ (Горный Алтай) // Геотектоника, 2006, № 3, с. 52—69.

Макаров П.В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 724—746.

Мухин А.С., Кузнецов В.А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // Вестн. ЗСГУ, 1939, № 1, с. 49—52.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.

Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1, с. 82—91.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Под ред. Е.В. Девяткина, Г.Ф. Уфимцева. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А. Р., Гибшер А.С. Сильные землетрясения 2003 года в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа, 2004а, № 3, с. 19—26.

Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Типовые неотектонические структуры сжатия, сдвига и растяжения северной части Большого Алтая (Горный и Южный Алтай) // Геология и геофизика, 2004б, т. 45 (11), с. 1303—1312.

Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1139—1149.

Обручев В.А. Алтайские этюды (этюды второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение, 1915, № 3, с. 1—71.

Полянский О.П. Математическое моделирование разломов Телецкого озера для оценки палеонапряжений в условиях растяжения земной коры // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1587—1597.

Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пул-апарт // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 3, с. 386—393.

Пуарье Ж.П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М., Мир, 1988, 287 с.

Структурная геология и тектоника плит / Ред. К. Сейфера. М., Мир, 1990, т. 1, 315 с.; 1991, т. 2, 376 с.; т. 3, 350 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запreeва Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 923—937.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 252 с.

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

Albert R.A., Phillips R.J., Dombard A.J., Brown C.D. A test of the validity of yield strength envelopes with an elastoviscoplastic finite element model // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 140, p. 399—409.

Bathe K.-J. Finite element procedures. New Jersey, Prentice Hall, 1996, 1037 p.

Bird P. New finite element techniques for modelling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 3967—3990.

Bourne S.J., England P.C., Parsons B. The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults // *Nature*, 1998, v. 391, p. 655—659.

Brown C.D., Phillips R.J. Crust-mantle decoupling by flexure of continental lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, № B6, p. 13221—13237.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroschnichenko A., Amarjargal Sh., Deverchere J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implication for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B10, 2501. doi: 10.1029/2002JB002373.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Saandar M. A structural transect across the Mongolian Western Altai: active transpressional mountain building in central Asia // *Tectonics*, 1996, v. 15, № 1, p. 142—156.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.

Dricker I.G., Roecker S.W., Vinnik L.P., Rogozhin E.A., Makeyeva L.I. Upper-mantle anisotropy beneath the Altai-Sayan region of central Asia. // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2002, v. 131, p. 205—223.

England P., Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *Geophys. J. Int.*, 1997, v. 130, p. 551—582.

Houseman G.A., England P.C. Finite strain calculations of continental deformation. I. Method and general results for convergent zones // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 3651—3663.

Houseman G.A., England P.C. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 12233—12249.

Huisman R. S., Beaumont C. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B10, 2496, doi:10.1029/2002JB002026.

Kong X., Bird P. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults // *The tectonic evolution of Asia*. Eds. A. Yin and T.M. Harrison. Cambridge Univ. Press, 1996, p. 18—34.

Lowell J.D. Structural styles in petroleum exploration. Tulsa, Oil and Gas Consultants International, 1985, 477 p.

MSC. Marc user's manual. Vol. A: Theory and users information. Santa-Ana, MSC Software Corporation, 2005, 890 p.

Melosh H.J., Williams C.A. Mechanics of graben formation in crustal rocks: a finite element analysis // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 13961—13973.

Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.

Peltzer G., Saucier F. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B12, p. 27943—27956.

Zeinkiewicz O.C., Taylor R.L. The finite element method. v. 2: Solid mechanics. Oxford, Butterworth-Heinemann, 2000, 480 p.

*Рекомендована к печати 27 августа 2008 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
10 апреля 2008 г.*