

ГЕОФИЗИКА

СИСТЕМА НОВЕЙШИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ:
ДАННЫЕ ОБ ИХ МОРФОЛОГИИ И КИНЕМАТИКЕ

И.С. Новиков, А.А. Еманов^{1,2}, Е.В. Лескова^{1,2}, В.Ю. Баталев³, А.К. Рыбин³, Е.А. Баталева³

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

¹ *Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

² *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

³ *Научная станция РАН в г. Бишкек, 720049, Бишкек, Киргизия*

Интерпретация появившихся в последнее время сейсмологических и геоэлектрических данных о морфологии и пространственной ориентации новейших разломных зон в целом подтверждают морфотектоническую модель Алтая как области дробления земной коры на стыке относительно крупных устойчивых блоков, движение в которой происходит с преобладанием правосдвиговых перемещений с опережающими ансамблями взбросов и раздвигов, формирующихся на фоне общего сжатия по оси северо-западного простирания.

Анализ пространственной позиции и механизмов очагов афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г. показывают, что продолжительная сейсмическая активизация, следовавшая за данным землетрясением, связана с правым сдвигом по зоне новейшего разлома северо-западного простирания, отделяющего Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты от Курайско-Чуйской системы межгорных впадин. Плоскость северо-западного окончания зоны активизированного разлома падает на юго-запад (под хребты) под углом около 70°.

Проведенные магнитотеллурические исследования показывают наличие двух классов электропроводящих зон, выходящих на поверхность: субвертикальные связаны с зонами новейших разломов, разделяющих блоки, не испытывавшие, по морфотектоническим данным, перемещения друг относительно друга в вертикальном направлении, интерпретируемые нами как сдвиги; наклонные зоны разделяют блоки, испытывавшие дифференцированные вертикальные перемещения. Они всегда падают под приподнятый блок и определяются нами как взбросы и взбрососдвиги, фиксирующие общую ситуацию сжатия.

Неотектоника Алтая, новейший орогенез, сейсмогеология, сейсмология, механизмы очагов, сейсмическая томография, магнитотеллурическое зондирование.

THE SYSTEM OF NEOTECTONIC FAULTS IN SOUTHEASTERN ALTAI:
ORIENTATIONS AND GEOMETRY OF MOTION

I.S. Novikov, A.A. Emanov, E.V. Leskova, V.Yu. Batalev, A.K. Rybin, and E.A. Bataleva

The implications of recent seismological and resistivity data for the geometry and orientations of neotectonic faults are generally consistent with the morphotectonic model of Gorny Altai as an area of crustal failure at the junction of two relatively stable blocks. The model predicts motions under general NW compression mainly on right-lateral strike-slip faults accompanied by systems of pinnate reverse and extensional faults.

The locations and mechanisms of aftershocks that followed the 2003 Chuya earthquake (Gorny Altai) indicate long seismic activity generated by a neotectonic NW right-lateral strike-slip fault which separates the North Chuya and South Chuya ranges from the Kurai-Chuya system of intermontane basins. The plane of the northwestern termination of the active fault zone dips in the SE direction, beneath the ranges, at about 70°.

The MT data show two types of conductors that reach the surface, namely, nearly vertical zones along neotectonic faults between the blocks not involved in vertical motion, according to morphotectonic evidence, and inclined zones between the uplifted (subsided) blocks. We interpret the former as strike-slip faults and the latter as reverse or reverse oblique faults, which always dip beneath the uplifted blocks and record the general compressional setting.

Altai neotectonics, Cenozoic orogeny, seismology, earthquake mechanisms, seismic tomography, magnetotelluric soundings

ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай представляет собой северную, наиболее широкую и сложно устроенную в морфотектоническом отношении часть Большого Алтая. Он составляет около трети протяженности Большого Алтая

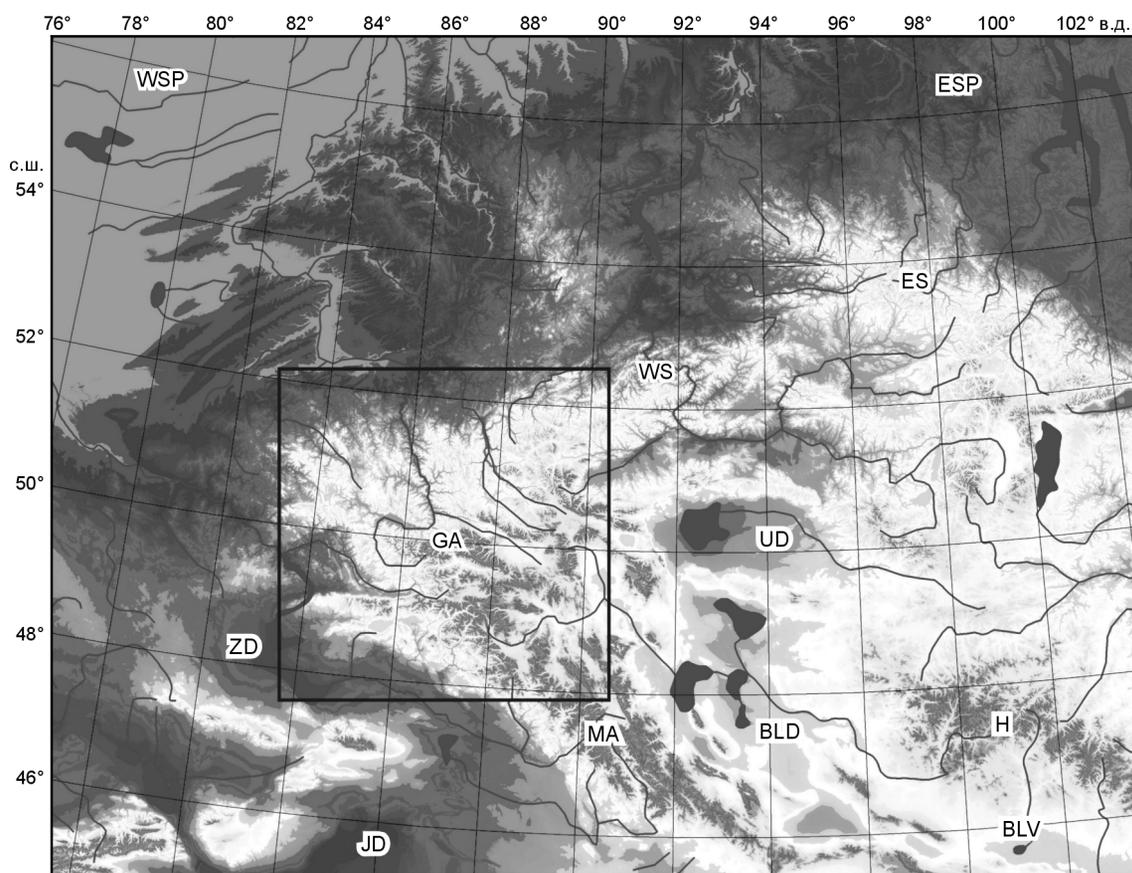


Рис. 1. Положение рассматриваемой территории в орографической структуре Центральной Азии.

GA — Горный Алтай, MA — Монгольский Алтай, H — Хангай, WS — Западный Саян, ES — Восточный Саян, WSP — Западно-Сибирская равнина, ESP — Восточно-Сибирская равнина, ZD — Зайсанская впадина, JD — Джунгарская впадина, UD — Убсунурская впадина, BLD — Котловина Больших Озер, BLV — Долина Больших Озер.

и характеризуется веерообразным расхождением хребтов. В пределах Горного Алтая происходит изменение простираения водораздельных частей хребтов от юго-западного в западной части до северного в северо-восточной его части (рис. 1). Абсолютные высоты водоразделов 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 выраженных орографической и тектонической границ. С северо-востока к Горному Алтаю под прямым углом к оси общего простираения этой горной системы примыкает Западный Саян, также являющийся мобильной зоной. Слабая морфотектоническая изученность Западного Саяна пока не позволяет выявить специфику его неотектонической активизации. 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 с востока — Убсунурская впадина и система впадин, известная под собирательным названием Котловина Больших Озер.

Впервые представления о том, что в геологическом строении Алтая важную роль играют новейшие разломы и что его горные сооружения имеют молодой возраст и напрямую связаны с движениями по этим разломам, высказывались еще в начале прошлого века [Обручев, 1915]. В дальнейшем был составлен ряд обзорных схем новейших разломов Горного Алтая и его отдельных территорий [Девяткин, 1965; Ерофеев, 1969; Богачкин, 1981]. Однако до последнего времени была определена кинематика только трех новейших структур региона. Выводы, сделанные по геологическим данным, подтверждались последующими исследованиями. Так, вывод о том, что впадина Телецкого озера представляет собой структуру растяжения четвертичного возраста, сделанный еще в 30-е годы прошлого века [Бубличенко, 1939], был уже в наше время подтвержден масштабными исследованиями [Физико-географическая..., 2001]. Тогда же был установлен надвиговый характер четвертичных перемещений по Курайскому разлому [Мухин, Кузнецов, 1939], также подтвержденный впоследствии материалами, полученными в ходе разработки Акташского

месторождения [Бондаренко, 1976]. В конце 1950-х годов Е.В. Девяткин установил надвиговой характер четвертичных перемещений по Шапшальскому разлому по смятию третичных осадков на его фронте [Девяткин, 1960]. До последнего времени это было почти все, что мы знали из геологических источников о характере движений по новейшим разломам Горного Алтая. Малый объем прямых геологических наблюдений, позволяющих определить характер движения по новейшим разломам, является следствием молодости данных структур и их связи с современным рельефом, обуславливающим практически полное отсутствие обнаженности зон современных разломов [Новиков и др., 2004а,б]. Очевидно, что столь скудные сведения затрудняли изучение новейшей структуры Горного Алтая прямыми геологическими методами. Поэтому даже в лучших обзорных работах по новейшей тектонике Евразии [Копп, 1997; Трифонов, 1999; Уфимцев, 2002] исследователи либо вообще не приводили данных о новейшей структуре Горного Алтая, либо давали его краткую характеристику [Трифонов и др., 2002] на основе единичных публикаций [Лукина, 1996].

В своих исследованиях мы постарались компенсировать нехватку геологических данных результатами геоморфологических исследований, опираясь на установленную прямую связь между морфологией современного рельефа и характером движений по системе новейших разрывных нарушений. После того как была выявлена сеть новейших нарушений, мы, основываясь на анализе их структурного рисунка, выявленных ранее закономерностях [Дергунов, 1972; Dobretsov et al., 1996] и геологических данных по Монгольскому Алтаю [Cunningham et al., 1996a,b; Cunningham, 1998], образующему с Горным Алтаем единую систему как в орографическом, так и в неотектоническом планах, предложили свою морфотектоническую схему региона [Новиков, 2004].

Предложенная модель увязала воедино все имеющиеся первичные факты и позволила предсказывать пространственную позицию и кинематику значительной части основных новейших разломов. Оставалось проверить, как она будет соответствовать новым данным, которые не замедлили появиться, причем сразу из нескольких независимых источников, это были результаты сейсмологических и магнитотеллурических исследований.

Сейсмологические данные связаны с материалами изучения Чуйского землетрясения Горного Алтая, произошедшего в 2003 г. [Гольдин и др., 2004; Новиков и др., 2004; Еманов, Лескова, 2005а, б], а магнитотеллурические получены при применении этого относительно нового метода на территории Горного Алтая в 2004 г. [Баталева и др., 2005]. Но перед тем как приступить к их рассмотрению, остановимся на неотектоническом строении территории, поскольку работы над совершенствованием морфотектонической модели продолжаются, и выявлены некоторые новые детали, не нашедшие отражения в наших предшествующих публикациях по этому вопросу.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГОРНОГО АЛТАЯ

Неотектоническая блоковая структура Горного Алтая в основном совпадает с его орографической структурой, что и позволяет говорить о морфотектоническом строении Алтая как о частном случае неотектонического строения, иными словами, блоковая структура отчетливо выражена в рельефе. Основные черты блокового строения Горного Алтая и кинематическая интерпретация блоковых границ были реконструированы морфотектоническими методами и представлены в виде схемы, опубликованной в монографии [Новиков, 2004]. Топографической основой для данной схемы послужила карта м-ба 1:2 500 000 с детализацией ключевых участков по картам м-ба 1:500 000. В дальнейшем работа по детализации и уточнению модели неотектонического строения проведена с привлечением ГИС-технологий. При работе использовалась широкая линейка программных продуктов фирмы ESRI.

Основными источниками цифровых моделей рельефа были открытые зарубежные источники проекта SRTM [Farr, Kobrick, 2000]. SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) является результатом реализации международного проекта под эгидой NASA, в ходе которого составляется цифровая модель земной поверхности на базе радарной интерферометрии. В открытом доступе имеются округленные данные с угловым разрешением 3 с, что для нашего региона составляет приблизительно 90 м по меридиану. Приводимый в качестве иллюстрации фрагмент морфотектонической схемы Большого Алтая с подложкой в виде цифровой модели рельефа охватывает территорию Горного Алтая с примыкающей частью Монгольского Алтая (рис. 2).

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. Достоверных данных о падении плоскостей их сместителей до сих пор нет, но исходя из общего сжатия зоны по оси северо-восточного простирания, мы предполагаем наличие взбросовой составляющей и падение плоскостей сместителей навстречу друг другу по направлению к осевой части горной системы. Разломная зона (см. рис. 2), образующая юго-западную границу Алтая (1), носит в литературе название зоны Иртышского разлома, к ее северному окончанию под прямым углом примыкает Зайсанский

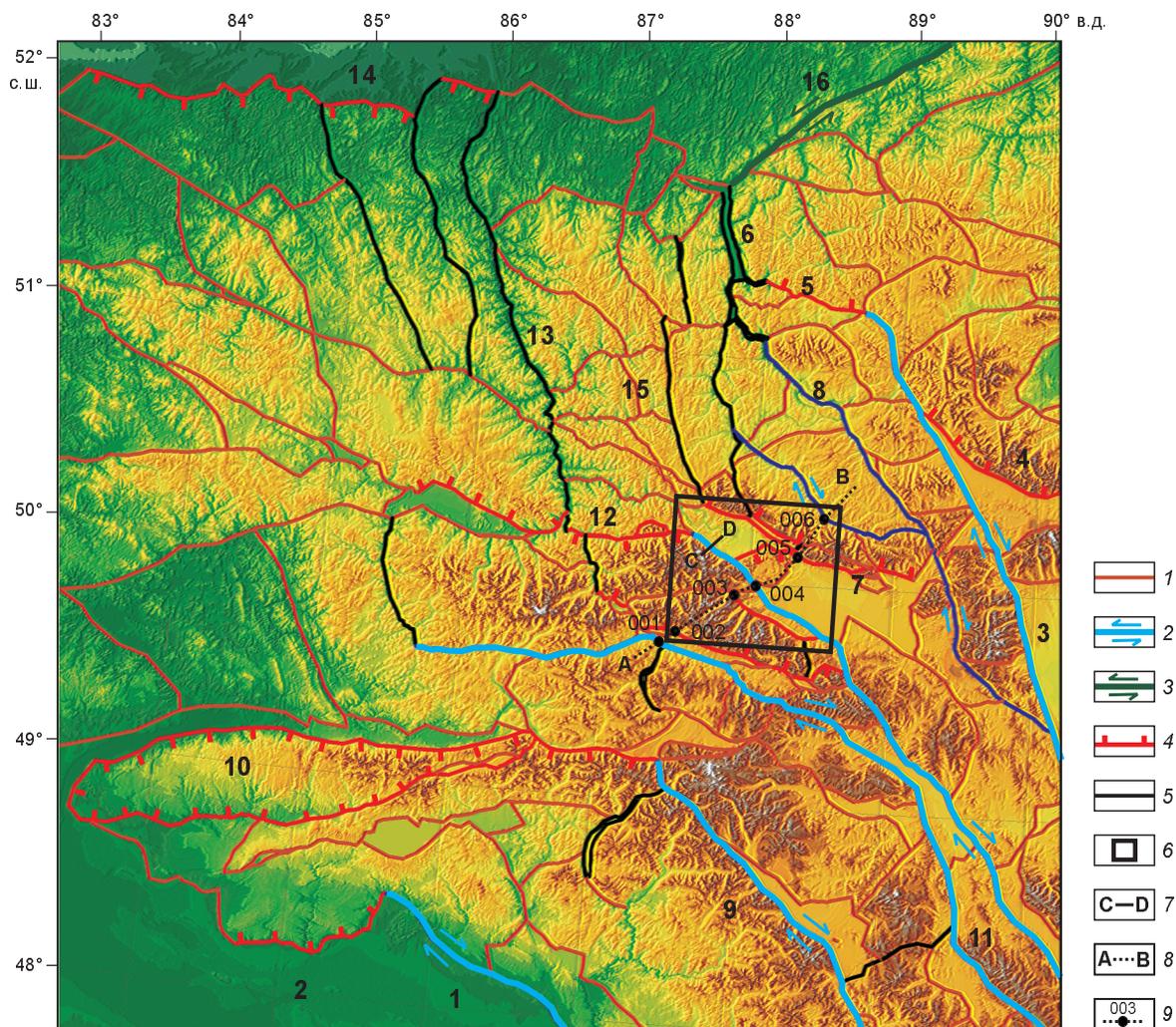


Рис. 2. Фрагмент цифровой карты морфотектоники Горного Алтая.

1—5 — системы разломов различной кинематики: 1 — неясной кинематики, 2 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 3 — левые сдвиги и взбрососдвиги, 4 — взбросы и надвиги, 5 — сбросы и грабены; 6 — территория, показанная на рис. 3; 7 — линия разреза с проекциями положения очагов афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г.; 8 — линия геоэлектрического разреза с точками профиля МТЗ; 9 — точки профиля МТЗ.

Цифрами на схеме обозначены разломные зоны: 1 — Иртышская, 2 — Зайсанская, 3 — Кобдинская, 4 — Шапшальская, 5 — Сайгоньшская, 6 — Телецкая, 7 — Курайская, 8 — Чулышманская, 9 — Фуюньско-Верхнекобдинская, 10 — Нарымская, 11 — Толбонурско-Сагасайская, 12 — Шавлинская, 13 — Катунская, 14 — Белокурихинская, 15 — Уйменско-Сумультинская, 16 — Западно-Саянская.

взброосонадвиг (2), характер движений по которому определяется по смятию вдоль его фронта осадков Зайсанской впадины. Его иногда называют южным фасом Алтая.

Северо-восточная граница горной системы образована Кобдинской сдвиговой зоной (3). Вдоль Иртышской и Кобдинской разломных зон в течение последних 200 лет многократно происходили катастрофические землетрясения с магнитудой 6 и более. В северной части Кобдинский разлом раздваивается. Восточная ветвь образует западную границу Джулукульской впадины, а оперяющий ее Шапшальский взбросонадвиг (4) — северо-восточную. Далее на север восточная ветвь надстраивается Сайгоньшским взбросом (5) и системой разломов, ограничивающих грабен Телецкого озера (6).

Западная ветвь Кобдинского разлома также имеет преобладающую сдвиговую составляющую. Она имеет северо-западное простирание, 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-Сагасайская (11). Последняя состоит из двух сближенных сдвиговых зон. Северо-восточная (Толбонурская) зона протягивается в пределы Горного Алтая и сопряжена через

Шавлинский взброс (12) с Катунской разломной зоной, предположительно имеющей характер раздвига (13). Последний своим окончанием утыкается в северную разломную границу Горного Алтая (северный фас Алтая). Эта разломная зона носит название Белокурихинской (14). Движения по ней носят взбросовый характер. Западное окончание Курайской взбросовой зоны надстраивается к северу Уйменско-Сумультинской раздвиговой зоной (15).

За исторический период вдоль Фуяньского, Сагсайского и Толбонурского разломов неоднократно происходили сильные землетрясения, фиксируемые по сохранившимся зонам поверхностных разрывов. Чуйское землетрясение Горного Алтая 2003 г. и сопровождающая его серия афтершоков также связаны с северным окончанием Толбонурского сдвига.

Наиболее яркой особенностью структурного рисунка, образуемого сочетанием основных блоко-раздельных зон Большого Алтая является наличие правосдвиговых зон северо-западного простираения, протягивающихся вдоль всей горной области. Помимо сдвиговой составляющей, на границах с межгорными впадинами у данных зон прослеживается выраженная взбросовая составляющая. В пределах Горного Алтая структурный рисунок усложняется за счет формирования системы опережающих разломных зон на северных окончаниях магистральных сдвиговых зон. Зоны северного простираения имеют преимущественно раздвиговой характер, а зоны западного простираения — взбросовый. Закономерное сочетание зон сдвига, взброса и растяжения образует классический структурный рисунок, характерный для ансамблей крупных сдвиговых зон. Крупные левосдвиговые разломные зоны в пределах Горного Алтая неизвестны. В пределах Западного Саяна они присутствуют в ограниченном количестве. Так, наряду со взбросовой, отчетливую левосдвиговую составляющую имеет активизированная в новейшее время зона Главного Саянского разлома, формирующая северный фас одноименной горной системы (16).

Территория Большого Алтая характеризуется выраженной блоковой делимостью. Разломные зоны, разделяющие блоки, проявляются в морфологии рельефа, что позволяет широко применять морфотектонические методы при изучении неотектонического строения. Поскольку процесс дробления литосферы на отдельные блоки и их перемещение продолжается, тип движения по разломным границам проявляется в расположении эпицентров сейсмических событий и в характере их фокальных механизмов. Кроме того, зоны новейших разломов в силу своей обводненности являются проводниками и могут быть изучены методами магнитотеллурического зондирования. Появившиеся в последние годы новые сейсмологические и магнитотеллурические данные позволяют проверить и уточнить некоторые элементы морфотектонической модели региона.

МОРФОЛОГИЯ И КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Еще недавно данные о положении эпицентров землетрясений, происходивших в Горном Алтае и, тем более, данные о глубинах гипоцентров были столь неточны, что было возможно только приблизительное сопоставление наиболее крупных событий с конкретными разломными зонами [Жалковский и др., 1995], а о прослеживании по сейсмологическим данным тектонических нарушений на глубину оставалось только мечтать. Ситуация качественно изменилась после организации Геофизической службой СО РАН Алтайского сейсмологического полигона. Благодаря удачно выбранному месту для организации полигона, сейсмическая активизация, начавшаяся в 2003 г. на Горном Алтае, оказалась локализованной в его пределах. Уже по истечению трех дней после первого толчка, было проведено многократное сгущение сети за счет установки временных станций [Еманов и др., 2007], что позволило увеличить точность определения положения эпицентров и гипоцентров афтершоков. В результате на плане вместо бесформенного облака, которое афтершоки образуют при менее точном определении их координат, они выстроились в линейные зоны, и стало возможным прямое сопоставление отдельных групп афтершоков не просто с зоной крупного разлома, но и с составляющими ее разрывами более мелкого порядка. Данные о положении эпицентров афтершоков, следовавших в первые дни после главного толчка, когда была сформирована система поверхностных разрывов вдоль южной периферии Чуйской впадины, не отличаются повышенной точностью, поэтому мы основное внимание уделяем анализу данных, полученных после развертывания сети дополнительных станций, когда процесс активизации переместился к северо-западу на южную периферию Курайской впадины. На рис. 3 представлена карта эпицентров отдельных событий за несколько периодов наблюдений с временными сетями станций в зоне активизации в 2003—2005 гг. [Еманов и др., 2007]. Представленные положения землетрясений получены с использованием пакета программ HYPOINVERSE-2000 [Klein, 2002] и слоистой скоростной модели, размеры кружков даны в зависимости от магнитуды M_s , которая была рассчитана из энергетического класса (K) для каждого события по формуле $M_s = 5.37 + 0.633 \cdot (K - 14)$ [Rautian et al., 2007].

Фокальные механизмы построены для достаточно представительной выборки из 172 афтершоков Чуйского землетрясения как сильных энергий, так и малых ($K < 4$); на рис. 4 показаны механизмы лишь для некоторых крупных событий. В рассматриваемом районе формируются все основные типы очагов:

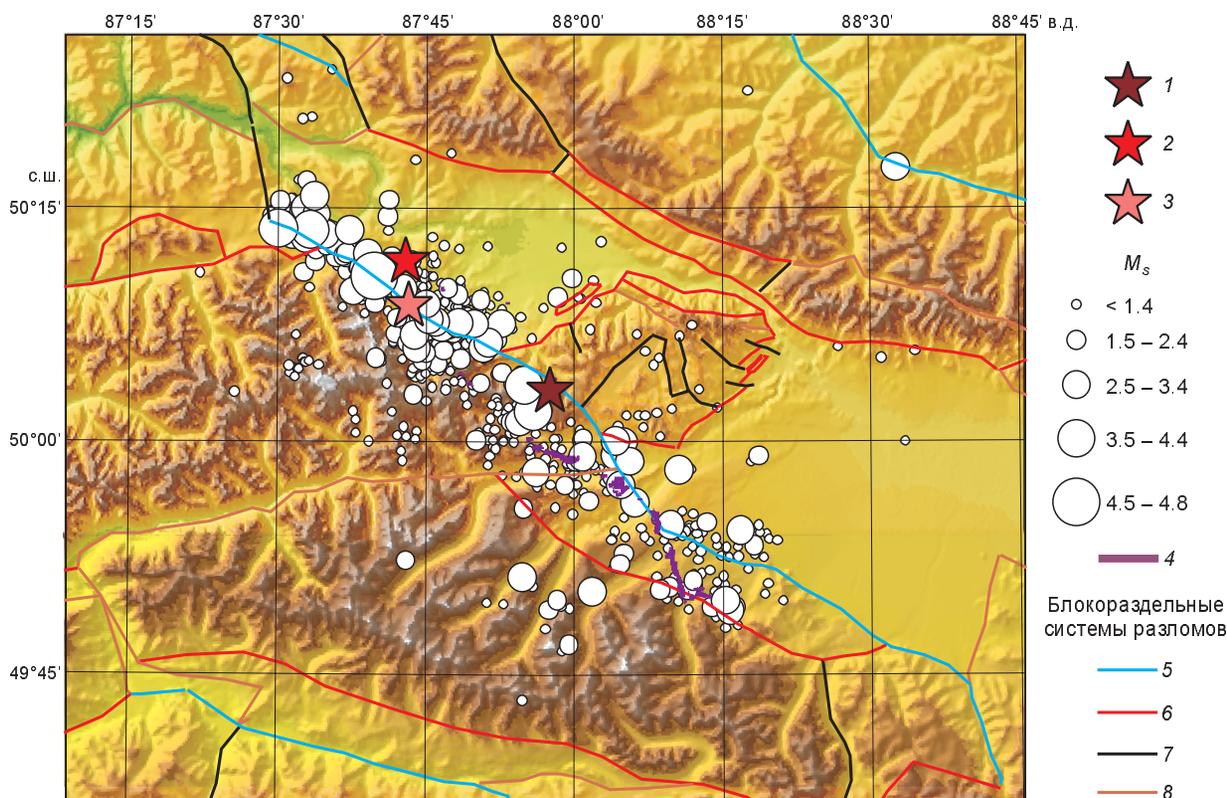


Рис. 3. Схема положения главного толчка, афтершоков и поверхностных разрывов Чуйского землетрясения 2003 г. (положения определены программой HYPOINVERSE-2000 с использованием слоистой скоростной модели).

1 — главный толчок, 27.09; 11:33, $M_s = 7.3$; 2, 3 — крупные афтершоки: 2 — 27.09, 18:52, $M_s = 6.4$; 3 — 01.10, 10:03, $M_s = 6.6$; 4 — поверхностные разрывы; 5 — правые сдвиги и взбрососдвиги; 6 — взбросы и надвиги; 7 — сбросы и раздвиги; 8 — поясной кинематики.

сдвиги, взбросы, сбросы. Правый сдвиг, характерный для главного толчка и большинства афтершоков, проявляется в активизации по линии, параллельной зоне главного разлома, — северного окончания Толбонурской сдвиговой зоны, с которой связана рассматриваемая сейсмическая активизация. Механизмы взбросового и сбросового типов для опережающих главную линию зон указывают на формирование классического сдвигового ансамбля с главной сдвиговой зоной, сочетающейся с взбросовыми и сбросовыми оперениями. Анализ диаграмм распределения параметров главных осей напряжений позволил выявить тенденцию в направлениях осей сжатия (P) и растяжения (T) для основной массы афтершоков, трассирующих линию правого сдвига. Основное направление сжатия почти строго север—юг [Лескова, Еманов, 2006]. Изучение временной последовательности афтершоков показало, что после главного толчка в течение пяти дней происходило прерывистое распространение движения вдоль Толбонурской разломной зоны в направлении с юго-востока на северо-запад. После достижения стыка с Шавлинской взбросовой зоной распространение активизации в северо-западном направлении прекратилось, и она стала спорадически проявляться на всем протяжении активизированного окончания Толбонурской разломной зоны. В 2004—2005 гг. был зафиксирован ряд мелких событий, связанных с северным оперением окончания Толбонурской зоны, а также с Курайской взбросовой зоной.

При наличии плотной сети временных и постоянных сейсмических станций впервые для Горного Алтая оказалось возможным определить позицию гипоцентров с точностью до первых километров, а для значительной части событий и до первых сотен метров. Для дальнейшего уточнения позиции афтершоков использовали метод сейсмической томографии с двойными разностями (DD-томография) [Zhang, Thurber, 2003]. Эта методика обработки объединяет возможности метода двойных разностей и сейсмической томографии. С помощью DD-томографии выполнены переопределения координат гипоцентров и построена скоростная модель зоны Чуйского землетрясения. При проецировании положения гипоцентров афтершоков, локализованных в районе юго-западного борта Курайской впадины на плоскость, пересе-

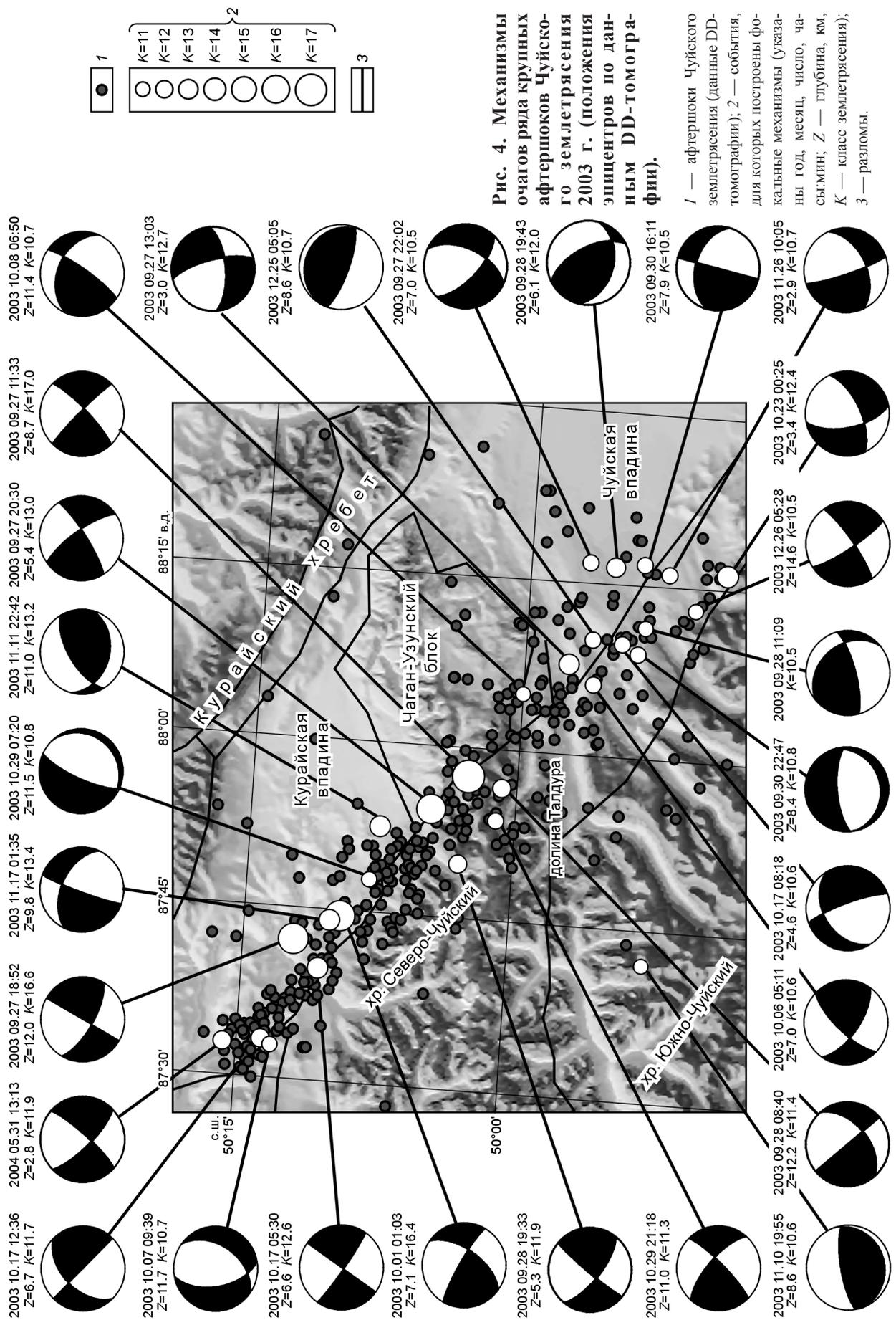


Рис. 4. Механизмы очагов ряда крупных афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г. (положения эпицентров по данным DD-томографии).

1 — афтершоки Чуйского землетрясения (данные DD-томографии); 2 — события, для которых построены фокальные механизмы (указаны год, месяц, число, час, мин; Z — глубина, км, K — класс землетрясения); 3 — разломы.

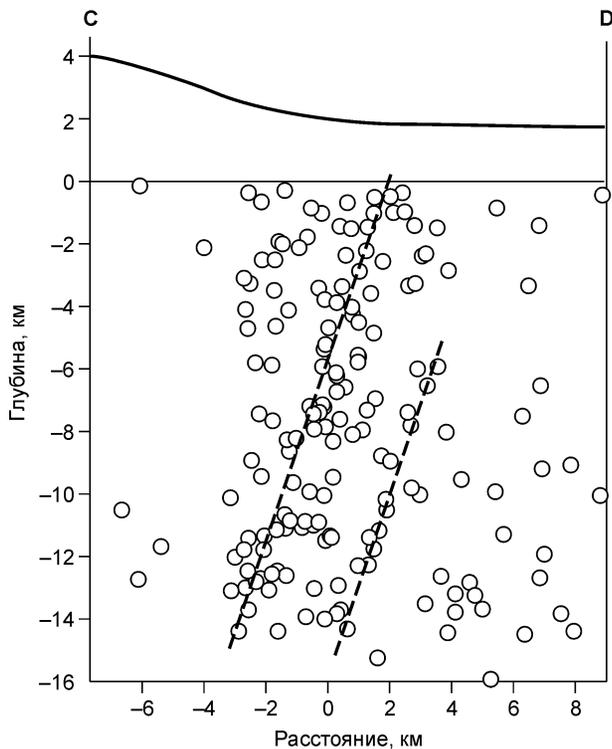


Рис. 5. Проекция гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г., локализованных вдоль юго-западного борта Курайской впадины на плоскость профиля С—D (см. рис. 2).

Положения гипоцентров — по данным DD-томографии.

кающую его под прямым углом (линия С—D, см. рис. 2), был установлен наклон разломной зоны под Северо-Чуйский хребет под углом 70° (рис. 5), причем в распределении в проекции позиций гипоцентров отчетливо выявились две субпараллельные зоны с данным наклоном, отстоящие друг от друга примерно на 4 км и смещенные в сторону Курайской впадины, относительно разломной границы Северо-Чуйского хребта и Курайской впадины [Еманов и др., 2004; Еманов, Лескова, 2005а, 2006].

Для всей зоны активизации установлен интересный факт: в данной структуре активизированным является не древний ярко выраженный разлом, проходящий по подножию гор, а параллельный, более молодой, отсекающий часть Курайско-Чуйской системы впадин. Вдоль него как фокальные механизмы очагов землетрясений, так и сейсмогенные

поверхностные разрывы [Новиков, 2004] показывают правый сдвиг. Таким образом, получено новое независимое подтверждение давно установленной по морфотектоническим данным для Центральной Азии закономерности, что при взаимодействии горных хребтов и впадин в ходе продолжающегося сжатия в регионе происходит откалывание и вовлечение в поднятие периферических частей впадин (гобийский тип орогенеза [Флоренсов, 1965]). Наличие сжатия подтверждается также тем, что плоскость активизированного участка Толбонурского разлома, несмотря на его отчетливую сдвиговую природу, имеет не вертикальное падение, более характерное для сдвигов, а падает под систему хребтов под крутым углом.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

В 2004 г. в рамках программы изучения плейстосейстовой области Чуйского землетрясения, сотрудниками Научной станции РАН (г. Бишкек) проведено изучение глубинного строения литосферы в районе Курайско-Чуйской системы межгорных впадин Горного Алтая методом магнитотеллурических зондирований (далее — МТЗ) [Баталева и др., 2005]. До этого момента глубинное строение Горного Алтая электромагнитными методами не исследовалось. МТЗ проводилось по двум секущим эпицентральной зону землетрясения региональным профилям длиной более 100 км каждый. Профили, имеющие СВ (поперечный) и ЗСЗ (продольный) ориентацию, пересекаются в Чаган-Узунском горстовом массиве, вблизи эпицентра Чуйского землетрясения 2003 г. На продольном профиле выполнено МТЗ вдоль южных бортов Чуйской и Курайской впадин с шагом 8—15 км и установлены основные характеристики проводимости. Поперечным профилем с тем же шагом пересечены Курайский хребет, Чаган-Узунский блок и Южно-Чуйский хребет, разделенные зонами новейших разломов. Такое расположение профилей обусловлено необходимостью их максимального удаления от известных геоэлектрических неоднородностей осадочного чехла, а также для того, чтобы обеспечить пересечение наиболее важных разломных границ. Методика интерпретации предусматривает необходимость наличия двух профилей, но разрез может быть построен только по тому из них, который пересекает линейные структуры, а второй (вдоль простирающихся структур) является вспомогательным и профиль по нему не может быть построен.

Для работ использовались два созданных сотрудниками Научной станции РАН магнитотеллурических полевых измерительных комплексов МТ-ПИК с диапазоном периодов регистрации от 0.1 до 1600 с. Электрические компоненты МТ-поля измерялись диполями длиной от 50 до 100 м, магнитные — индукционными датчиками и магнитовариационными станциями Боброва. Ориентация измерительной установки проводилась по азимутам 0° (восток) и 90° (север). Обработка полевых данных производилась с помощью программы узкополосной фильтрации.

В результате качественной интерпретации по поведению векторов Визе и по преимущественной ориентации импедансных полярных диаграмм было определено северо-западное простираение основных структур, формирующих региональное магнитотеллурическое поле. Таким образом, азимут продольных

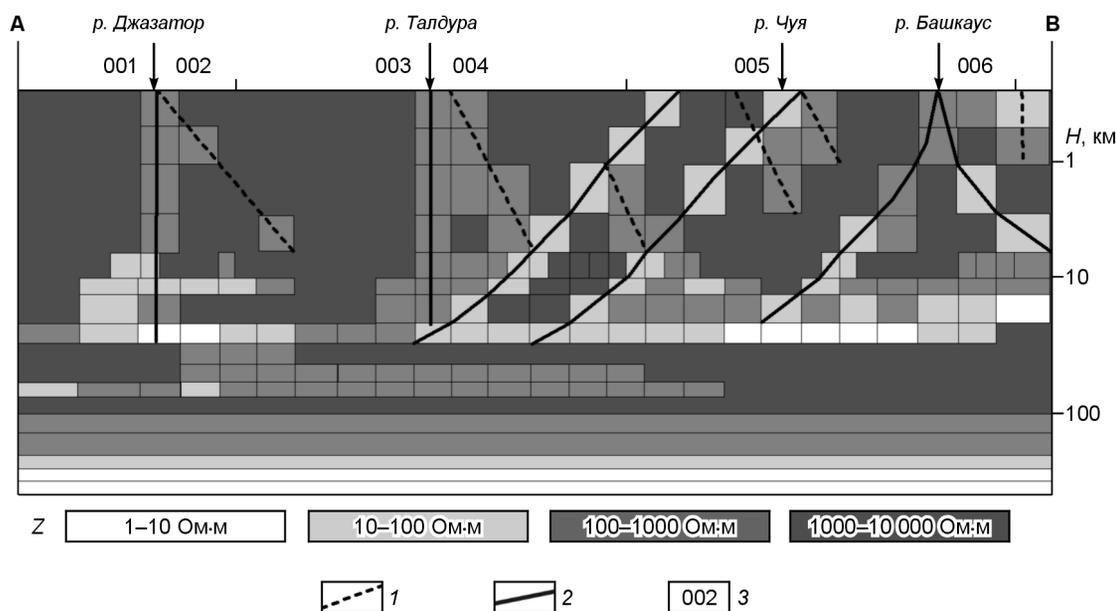


Рис. 6. Геоэлектрический профиль по линии А—В (см. рис. 2) с геологической интерпретацией зон повышенной электропроводности.

Зоны разломов: 1 — предполагаемые, 2 — достоверные; 3 — точки профиля.

кривых МТЗ составил около $110\text{--}120^\circ$, поперечных соответственно $20\text{--}30^\circ$. Ориентированные кривые по всем пунктам МТЗ имеют крутопадающие правые ветви, завершающиеся перегибом, правые ветви максимальных и минимальных кривых конформны. Это свидетельствует о наличии корового проводящего горизонта и его сплошности как в продольном, так и в поперечном направлениях.

На этапе количественной интерпретации применялась программа 2D-инверсии нового поколения П2ДС, разработанная И.М. Варенцовым и Н.Г. Голубевым, позволяющая оптимизировать модели, содержащие до 1000 блоков фиксированной геометрии. Для определения глубинного строения разломных зон была адаптирована предложенная М.Н. Бердичевским для модельных экспериментов методика частичных инверсий. Она позволяет существенно детализировать и повысить достоверность глубинной геоэлектрической информации. Структура проводящих объектов, выделенная при инверсии векторов Визе $\text{Re}W_{zx}$ и $\text{Im}W_{zx}$ и фаз импеданса φ_{xy} и φ_{yx} , состоит из корового проводящего слоя с субгоризонтальным залеганием на глубине около 20 км и суммарной продольной проводимостью до 1000 См, а также субвертикальных и наклонных проводников, протягивающихся от корового проводящего слоя к поверхности и характеризующихся суммарной продольной проводимостью до 300 См (рис. 6). При сопоставлении морфотектонической схемы региона с профилем МТЗ была установлена отчетливая приуроченность зон новейших разломов к выходам на поверхность наклонных или вертикальных электропроводящих зон. Пространственное совпадение выходов на поверхность электропроводящих зон и крупных разломов на линии профиля, а также совпадение ориентации электромагнитных параметров с азимутами простираения разломов, указывает на то, что разломные зоны в геоэлектрической модели отображаются как выходящие на поверхность проводящие структуры.

Проведенные магнитотеллурические исследования показывают наличие двух классов электропроводящих зон, выходящих на поверхность: субвертикальных и наклонных, имеющих наклон у поверхности около 70° с увеличением наклона с глубиной. Субвертикальные зоны связаны с трассами новейших разломов, разделяющих блоки, не испытавшие перемещения друг относительно друга в вертикальном направлении, интерпретируемые нами как сдвиги. Наклонные зоны разделяют блоки, смещенные по вертикали. Они всегда падают под приподнятый блок и определяются нами как взбросы и взбрососдвиги, фиксирующие общую ситуацию сжатия. Крайне интересной представляется картина расположения электропроводящих зон в пересечении Башкаусского разлома, совпадающего с долиной одноименной реки и относящегося к второстепенным сдвигам. Там явно прослеживаются две зоны, падающие под крутыми углами под блоки, разделяемые Башкаусской зоной. Такое положение плоскостей сместителей разломов позволяет реконструировать сценарий, по которому в данной зоне в ходе регионального сжатия первоначально происходило утолщение земной коры. На ранних стадиях за счет надвигания двух вытянутых блоков на разделяющий их фрагмент земной коры происходило его выдавливание в нижнюю полусферу и соответствующее воздымание надвигающихся блоков. Только после полного поглощения

разделяющего блока под зонами надвигов, данная граница стала работать в режиме сдвига и дальнейшее поднятие блоков прекратилось.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В рамках ранее предложенной морфотектонической модели Большого Алтая [Новиков, 2004] было показано, что основными структурообразующими и, соответственно, сейсмогенерирующими структурами мобильной зоны являются правые взбрососдвиги северо-западного простирания, характерной особенностью которых было падение плоскостей сместителей на границах хребтов с впадинами под хребты и вертикальное положение плоскостей сместителей в сдвиговых зонах без взбросовых составляющих. Анализ сейсмологических данных Чуйского землетрясения позволил выявить как сдвиговый характер смещений, вызвавших сейсмические события, так и пространственное положение плоскости сместителя сейсмогенерирующего разлома, указывающее на взбросовую составляющую движения по разломной зоне. Результаты магнитотеллурических исследований также показали наличие в регионе двух классов проводящих зон, отчетливо коррелирующихся с разломными системами разной кинематики. Субвертикальные зоны соответствуют сдвиговым системам, а наклонные взбросовым и сдвиговзбросовым. Кроме того, магнитотеллурические исследования дали возможность реконструировать сценарий, по которому в регионе в ходе регионального сжатия происходит утолщение земной коры за счет поглощения блоков и формирование сдвиговых зон на стыке двух встречных взбросов. Взбросовый характер большинства границ неотектонических блоков, пересеченных профилем МТЗ подтверждает ранее предложенную модель роста горных сооружений региона по гобийскому типу горообразования.

Таким образом, можно считать, что морфотектоническая модель новейшей тектонической структуры Алтая получила подтверждение новыми данными. За последние годы она была существенно конкретизирована на основе применения цифровых моделей рельефа и ГИС, тем не менее морфотектоническая модель все еще представляет собой схему, нуждающуюся в последовательной детализации и доработке. В настоящем виде она не позволяет оценить сейсмогенерирующий потенциал зон растяжения и сжатия, опережающих магистральные сдвиговые зоны. Неясным остается пока характер движений по основным разломам Западно-Саянской мобильной зоны, примыкающей к северо-восточному сектору Горного Алтая.

Проведенные исследования подтвердили повышенный сейсмический потенциал магистральных правосдвиговых зон Большого Алтая. Пока не известно достоверно, насколько далеко они протягиваются на территорию Северо-Западного Алтая. Если будет установлено, что они не заканчиваются системами взбросов и раздвигов Юго-Восточного и Центрального Алтая, потребуется пересмотр схемы сейсмического районирования Горного Алтая в сторону повышения уровня сейсмической опасности в районах вдоль установленных северо-западных окончаний сдвиговых зон.

ЛИТЕРАТУРА

Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Сафронов И.В. Предварительные результаты магнитотеллурических наблюдений в районе Чуйской впадины (Республика Алтай)// Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: материалы XXXVIII тектонического совещания 1—4 февраля 2005 г. М., 2005, т. 1, с. 43—47.

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

Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, Наука, 1976, 118 с.

Бубличенко Н.Л. Происхождение Телецкого озера // Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 3, с. 42—58.

Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорыгова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4, с. 534—537.

Девяткин Е.В. О третичных отложениях Джулукульской котловины (Восточный Алтай)// Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1457—1460.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с.

Дергунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время// Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структура афтершоковой последовательности Чуйского землетрясения по данным DD-томографии и фокальным механизмам// Шестая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь, Горный институт УрО РАН, 2005а, с. 63—67.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика, 2005б, 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.

Еманов А. А., Лескова Е. В., Новиков И. С., Высоцкий Е. М., Агатова А. Р. Афтершоковая последовательность и неотектоническая структура зоны Чуйского землетрясения // Сейсмические исследования земной коры (Доклады Международной научн. конф., посвященной 90-летию акад. Н.Н. Пузырева). Новосибирск, 2004, с. 433—441 (CDROM).

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмический мониторинг Алтае-Саянской горной области Алтае-Саянским филиалом ГС СО РАН // Землетрясения в России в 2005 году. Обнинск, ГС РАН, 2007, с. 53—60.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Изд-во Наука КазССР, 1969, 167 с.

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.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М., Научный мир, 1997, 314 с.

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.

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

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

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. Типовые неотектонические структуры сжатия, сдвига и растяжения северной части Большого Алтая (Горный и Южный Алтай) // Геология и геофизика, 2004а, т. 45 (11), с. 1303—1312.

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

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

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.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск, Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2002, 494 с.

Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера / Под ред. В. Селегея, Б. Дехандсхюттера, Я. Клеркса, Е. Высоцкого, Т. Перепеловой. Royal Museum for Central Africa, Sci. Geol. Annales, Tervuren, Belgium, 2001, v. 105, 310 p.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.

Cunningham W.D. Lithospheric control on Late Cenozoic construction of the Mongolian Altai // Tectonics, 1998, v. 17, № 6, p. 891—902.

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.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov J., Saandar M. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection // Earth Planet Sci Lett., 1996, v. 140, № 1—4, p. 67—81.

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.

Farr T. G., Kobrick M. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data // Amer. Geophys. Union Eos, 2000, v. 81, p. 583—585.

Klein. F. W. User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, Open-File Report 02—171.- U.S. Geol. Surv., 2002. <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-171/>.

Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D. Origin and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // Seis. Res. Lett., 2007, v. 78, № 6, p. 579—590.

Zhang H., Thurber C. H. Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California // Bull. Seis. Soc. Amer., 2003, v. 93, № 5, p. 1875—1889.

*Рекомендована к печати 21 апреля 2008 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 25 июля 2007 г.,
после доработки — 31 января 2008 г.*