

**НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ  
ГОРНОЙ ОБЛАСТИ, ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ И КИТАЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

**И.С. Новиков<sup>1</sup>, П.Г. Дядьков<sup>2,3</sup>, М.П. Козлова<sup>2</sup>, Г.М. Мамедов<sup>1</sup>, А.В. Михеева<sup>2</sup>, О.В. Черкас<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

<sup>2</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

<sup>3</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

По данным GPS мониторинга неотектонический процесс между Таримом и Западной Сибирью в полосе, ограниченной с запада и востока меридианами 80° и 95° в.д., генерируется движением Таримского блока в северном направлении. В ходе сопутствующего горизонтального сжатия территории в пределах линейных мобильных зон происходит новейшее горообразование при выдавливании отдельных блоков в верхнее полупространство. При ориентации простирающихся мобильных зон поперек направления сжатия ведущим процессом при формировании горных сооружений является взбросообразование. При пересечении этих направлений под острым углом основные черты горного рельефа формируют взбрососдвиги и сдвиги.

Пространственное распределение сейсмической активности  $A_{10}$  за 40-летний период инструментальных наблюдений в пределах мобильных зон рассмотренной территории крайне неравномерно. Сейсмическая активность возрастает на юг, по направлению к источнику деформаций — Индо-Евразийской коллизии. Максимальные значения активности приурочены к взбросовым границам Восточного Тянь-Шаня (~ 0.40). Сейсмическая активность сдвиговых границ Большого Алтая существенно ниже (~0.11—0.16).

*Неотектоника, сейсмичность, Китайский Тянь-Шань, Алтай, Джунгария, Северный Синьцзян, Центральная Азия*

**RECENT TECTONICS AND SEISMICITY OF THE WESTERN ALTAI-SAYAN MOUNTAINOUS REGION,  
JUNGGAR BASIN, AND CHINESE TIEN SHAN**

**I.S. Novikov, P.G. Dyad'kov, M.P. Kozlova, G.M. Mamedov, A.V. Mikheeva, and O.V. Cherkas**

According to GPS monitoring, recent tectonic process between Tarim and West Siberia in the band within 80–95°E is generated by the northward movement of the Tarim block. During the accompanying horizontal compression of the area, orogeny takes place within linear mobile zones when blocks are squeezed into the upper half-space. When the orientation of the mobile zones is transverse to the compression direction, the leading orogenic process is the formation of reverse faults. When these directions intersect at an acute angle, the principal features of the mountain relief are formed by oblique-slip and strike-slip faults.

The spatial distribution of seismic activity  $A_{10}$  over a 40-year period of instrumental observations within the mobile zones of the study area is extremely nonuniform. Seismic activity increases to the south, toward the source of deformations — the Indo-Eurasian collision. The maximum activity is observed at the reverse-fault boundaries of the eastern Tien Shan (~40). The seismic activity of the strike-slip fault boundaries of the Great Altai is considerably lower (~0.11–0.16).

*Recent tectonics, seismicity, Chinese Tien Shan, Altai, Dzungaria, northern Xinjiang, Central Asia*

**ВВЕДЕНИЕ**

В данной статье рассматриваются основные закономерности неотектонического строения и сейсмического процесса периода инструментальных наблюдений значительной территории Центральной Азии, представляющей собой деформационный пояс между Западно-Сибирским и Таримским блоками.

Северной и южной границами исследованной территории служат параллели 56° и 40° с.ш., а западной и восточной — меридианы 80° и 95° в.д. С севера на юг она протягивается на 1780 км, ширина ее составляет по северной границе 940 км, а по южной 1280 км. Рассматриваемая территория захватывает южную окраину Западно-Сибирской и северную окраину Таримской равнин, разделенных горными поясами Большого Алтая и Восточного Тянь-Шаня с зажатой между ними Джунгарской равниной. Северная треть территории относится к бассейну Северного Ледовитого океана, а остальная часть к бассейнам бессточных котловин Центральной Азии. Максимальные и минимальные высотные отметки (пик Победы и дно Турфанской впадины) расположены вблизи южной границы территории и составляют 7126 м и минус 192 м соответственно, если руководствоваться отечественными топографическими картами (высота от поверхности эллипсоида WGS-84, по данным SRTM, составляет 7439 м и минус 139 м).

Рассматриваемая территория в административном отношении принадлежит России, Казахстану, Монголии и Китаю. Геолого-геоморфологические и неотектонические исследования региона, как правило, проводились в пределах одного государства, поэтому в силу краевых аберраций ее пограничная часть, особенно в высокогорье, остается слабоизученной.

Сейсмичность рассматриваемой территории является важнейшим источником информации о современном геодинамическом процессе, структурных и реологических особенностях литосферы. Анализ особенностей сейсмического процесса исследуемого района севернее 46° с.ш. проводился российскими исследователями [Жалковский и др., 1995; Еманов и др., 2005]. Сейсмичность западных районов, относящихся к Казахстану, также охарактеризована [Курскеев и др., 2000]. Имеются статьи, содержащие общую характеристику сейсмичности китайской части территории [Liu et al., 2007]. Основные особенности сейсмичности Монголии представлены в работах [Klyuchevskii et al., 2007; Джурик и др., 2009]. Однако ни одной работы, посвященной совместному анализу сейсмических и неотектонических данных по всей рассматриваемой территории, до настоящего времени не опубликовано.

В качестве исходного материала для анализа пространственного распределения землетрясений нами использовались каталоги инструментально зарегистрированных землетрясений России и Китая за период 1970—2011 гг. [GSRAS catalog; CSN catalog]. При построении морфотектонических моделей использованы отечественные топографические карты масштабов 1:100000 и 1:500000, геологические карты масштаба 1:500000 для территории бывшего СССР и 1:250000 для территории Китая [Tectonic map..., 2003], а также 3D модель рельефа (по данным SRTM) и космические снимки LANDSAT и SPOT с разрешением 30 м.

Пограничное положение региона приводит к тому, что ни один из каталогов, поддерживаемых государственными сейсмологическими службами, не охватывает его целиком, но при этом они частично дублируются. С использованием геоинформационной системы EEDB [Dyadkov, Mikheeva, 2010; Михеева и др., 2013] нами был выполнен анализ выборок на рассматриваемую территорию из каталогов землетрясений четырех государств (Китая, России, Казахстана и Монголии), а также каталога National Earthquake Information Center [NEIC catalog] с целью отбора данных для составления предварительного варианта объединенного каталога землетрясений для исследуемой территории. Поскольку составление полноценного объединенного каталога является крайне сложной задачей, решать которую для общего обзора распространения сейсмических проявлений в регионе не было необходимости, мы ограничились исключением повторяющихся событий и приведением магнитуд к единообразному виду.

Неотектоническая структура региона до настоящего времени остается очень неравномерно изученной. Ранние исследования базировались на фиксистой модели, но правильно выявили позицию наиболее ярких неотектонических структур [Моисеенко, 1969; Масарский, Рейснер, 1971]. После того как на новом витке научной мысли были востребованы идеи Э. Аргана о природе геологической эволюции Центральной Азии, сформулированные в начале XX в. [Argand, 1922; Арган, 1935], современные неотектонические исследования рассматривают молодую активизацию региона как результат регионального сжатия, но остаются все еще очень схематичными, основываясь на геолого-структурных данных [Хаин, 1990; Юань, 1990; Копп, 1997; Трифионов, 1999], получивших в последнее время надежное подтверждение в ходе непосредственных GPS измерений и цифровых моделей на его основе [England, Molnar, 2005; Yang et al., 2005; Calais et al., 2006; Vergnolle et al., 2007]. Для рассматриваемой территории имеется достаточно полный каталог активных в голоцене разломов [Трифионов и др., 2002], который мы используем при своих морфотектонических построениях. Наиболее хорошо в неотектоническом отношении изучен район Горного и Монгольского Алтая [Новиков, 2004]. Для настоящей статьи мы провели неотектоническое картирование рассматриваемой территории на основе морфотектонического метода, использованного в вышеупомянутой работе.

## **ПРИРОДА НОВЕЙШИХ ДЕФОРМАЦИЙ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ**

Направление и скорости движения микроплит в пределах рассматриваемой территории были сначала реконструированы по геолого-геоморфологическим данным [England, Molnar, 1997], а позже под-

тверждены данными высокоточных GPS наблюдений [Yang et al., 2005]. В настоящее время большинство исследователей разделяют точку зрения Э. Аргана [Argand, 1922] о том, что формирование Альпийско-Гималайского горного пояса связано с новейшим складкообразованием из-за давления с юга. Развитие идей Э. Аргана привело к формированию представлений об Индо-Евразийской коллизии как ведущей силе неотектонических деформаций [Хаин, 1990] и включению территории Центрально-Азиатского горного пояса с преобладанием блоковых движений в деформационную зону этого процесса [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1979]. По данным многолетнего GPS мониторинга, неотектонический процесс между Таримом и Западной Сибирью в полосе, ограниченной с запада и востока меридианами 80° и 95° в.д., генерируется движением Таримского и Джунгарского блоков строго в северном направлении. В мобильных зонах происходит поперечное сокращение и утолщение земной коры за счет выдавливания мелких блоков, из которых состоят мобильные зоны, в верхнее и нижнее полупространство. Это приводит к тому, что в то время как Индостанский блок сближается с Западной Сибирью, которая играет роль северного жесткого ограничения, со скоростью 36—40 мм/год, Таримский движется на север со скоростью 12 мм/год, а Джунгарский — всего 4 мм/год. Наличие ограничения на севере приводит к тому, что на западной границе территории северное направление движения блоков сменяется восточным [Yang et al., 2005].

Обусловленное коллизионными процессами региональное сжатие наложилось на исходную тектоническую неоднородность литосферы Центральной Азии. В неотектоническом отношении этот регион представляет собой коллаж изометричных микроплит, разделенных линейными мобильными зонами. В позднем кайнозое между микроплитами произошла активизация позднепалеозойских тектонических швов, проявившаяся в форме дробления литосферы на относительно мелкие блоки с выдавливанием их в верхнее полупространство и формированием горного рельефа. В пределах жестких блоков сохранился равнинный рельеф, свойственный всей рассматриваемой территории еще в раннепалеогеновое время.

Используя морфотектонические методы выявления неотектонических структур, были проведены работы по созданию базы данных по жестким блокам, мобильным зонам и кинематическим характеристикам основных разломных зон западной части Алтае-Саянской и восточной части Тянь-Шаньской горных областей и пограничных с ними структур Северной и Центральной Азии. Все данные, полученные в результате интерпретации материалов дистанционного зондирования, топографических, геологических и геоморфологических исследований, хранятся в цифровом виде в интегрированной базе данных, организованной под управлением программного комплекса ArcGIS. Геологическими методами можно подтвердить неотектоническую природу и кинематические характеристики не более 10—15 % выделенных структур. Обычно это сейсмогенерирующие разломы, проявившие активность в голоцене, кинематика которых восстанавливается по характеру сейсмодислокаций [Хилько и др., 1985; Трифионов, 1999].

Система новейших деформаций рассматриваемой территории контролируется двумя основными факторами. Первым фактором является реологическая неоднородность верхней части земной коры в ее пределах. Эта неоднородность проявлена в наличии двух классов объектов: крупных относительно жестких доменов и раздробленных зон, в которых происходят основные смещения по новейшим разломам (рис. 1). Жесткие домены объединяются в четыре основные группы: Западно-Сибирскую, Монголо-Тувинскую, Джунгаро-Балхашскую и Таримскую.

**Западно-Сибирская группа** блоков расположена в северной части рассматриваемой территории и образует северное ограничение зоны неотектонических деформаций. Северное ограничение не является однородным. Между северными фасадами мобильных зон Алтая и Западного Саяна и слабдеформированной Западно-Сибирской равниной расположена субширотная полоса шириной 350—370 км, включающая в себя как относительно устойчивые Бийско-Барнаульский, Минусинский и Кузнецкий блоки, так и деформированные зоны север-северо-западного простирания Салаира и Кузнецкого Алатау. Однако их раздробленность и деформированность существенно ниже, чем у расположенного южнее главного деформационного пояса, и в первом приближении Западно-Сибирскую группу блоков можно считать относительно стабильным северным доменом, хотя и имеющим в плане неотектонической активизации переходную позицию между мобильным поясом Центральной Азии и Западно-Сибирской плитой.

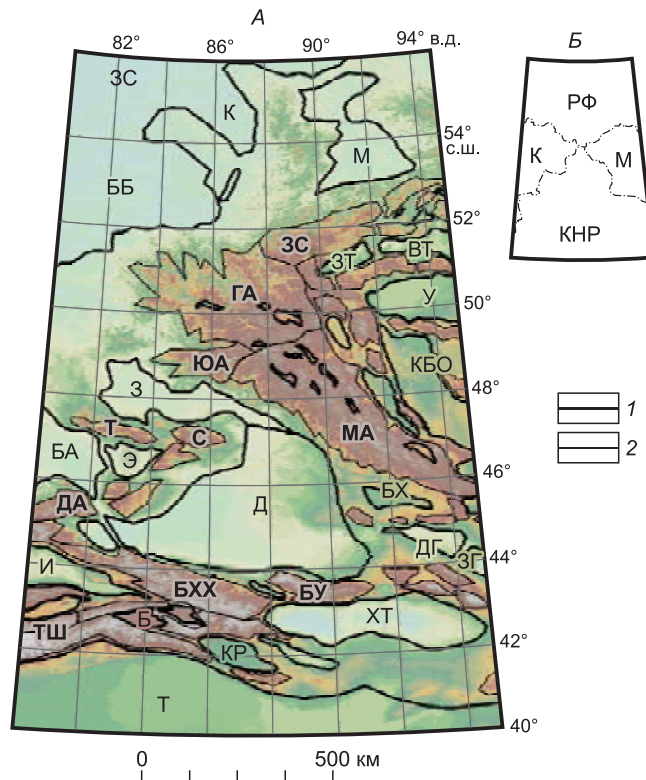
**Монголо-Тувинская группа** блоков занимает восточную часть рассматриваемой территории. Она ограничена с севера и запада мобильными зонами Западного Саяна и Большого Алтая. Данная группа включает в себя блоки Западно-Тувинский, Восточно-Тувинский, Убсунурский, Котловины Больших Озер и еще ряд более мелких блоков. Перечисленные жесткие блоки испытывают взаимное перемещение и между ними сформированы локальные мобильные зоны, выраженные в рельефе в виде цепочек коротких хребтов или узких линейных горных сооружений.

**Джунгаро-Балхашская группа** блоков занимает полосу северо-западного простирания шириной до 600 км. Ее составляют Балхашско-Алакольский, Эмельский, Джунгарский, Зайсанский, Илийский, Барун-Хурайский, Джунгаро-Гобийский, Заалтайско-Гобийский, Хами-Турфанский блоки. Между со-

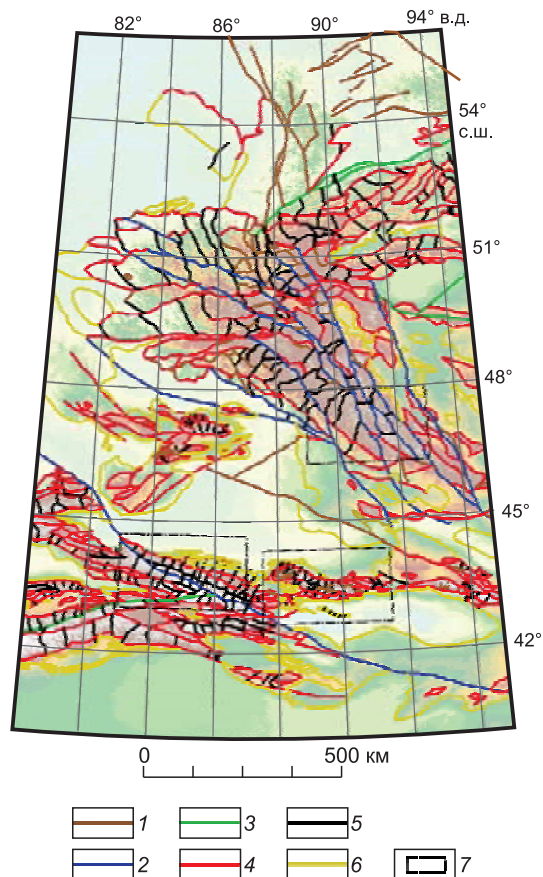


**Рис. 1. Система жестких доменов и зон неотектонической раздробленности западной части Алтае-Саянской горной области, Китайского Тянь-Шаня и прилегающих территорий.**

*А* — схема блоковой делимости. 1 — границы жестких блоков, выраженных в рельефе в виде равнин; 2 — границы раздробленных мобильных зон, выраженных в рельефе в виде высоких горных сооружений. Основные жесткие блоки: Западно-Сибирская группа (ЗС): Бийско-Барнаульский (ББ), Кузнецкий (К), Минусинский (М). Монголо-Тувинская группа: Западно-Тувинский (ЗТ), Восточно-Тувинский (ВТ), Убсунурский (У), Котловины Больших Озер (КБО). Джунгаро-Балхашская группа: Балхашско-Алакольский (БА), Эмельский (Э), Джунгарский (Д), Зайсанский (З), Илийский (И), Баянбулакский (Б), Барун-Хурайский (БХ), Джунгаро-Гобийский (ДГ), Заалтайско-Гобийский (ЗГ), Хами-Турфанский (ХТ). Таримская группа: Таримский (Т), Карашарский (КР). Основные мобильные зоны: Большой Алтай: Горный Алтай (ГА), Монгольский Алтай (МА), Южный Алтай (ЮА); Западный Саян (ЗС), Саур (С), Тарбагатай (Т), Джунгарский Алатау (ДА); Китайский Тянь-Шань: Боро-Хоро — Ирэн-Хабырга (БХХ), Богдо-Ула (БУ), Тянь-Шань (ТШ). *Б* — административная принадлежность территории: РФ — Россия, К — Казахстан, М — Монголия, КНР — Китай.



бой эти блоки разделены как локальными мобильными зонами, так и крупными линейными полосами деформаций как Саур-Тарбагатай, Джунгарский Алатау, Боро-Хоро и Богдо-Ула, мало уступающими по размерам Западно-Саянской мобильной зоне.



**Таримская группа** блоков занимает южную часть рассматриваемой территории. Она представлена крупным Таримским блоком — микроконтинентом на допалеозойском фундаменте, являющемся недеформируемым звеном, передающим горизонтальные напряжения Индо-Евразийской коллизии в Центрально-Азиатский горный пояс. Небольшой Карашарский блок является отколовшимся фрагментом северо-восточной окраины Таримского блока, отделенным от него локальной зоной блоковых деформаций.

Центральные части блоков лишены существенных деформаций, на их краях под воздействием мобильных зон проявлены пликативные и в меньшей степени дизъюнктивные деформации.

Проведенный морфотектонический анализ с привлечением имеющихся опубликованных геологических данных [Хилько и др., 1985; Трифонов, 1999; Трифонов и др., 2002; Wang et al., 2004] позволил не только выявить

**Рис. 2. Соотношение неотектонических разрывных нарушений разных кинематических типов западной части АССО и прилегающих территорий.**

В качестве подложки использована модель теневого рельефа по данным SRTM.

1—5 — разломные зоны: 1 — неясной кинематики, 2 — правые сдвиги и взрососдвиги, 3 — левые сдвиги и взрососдвиги, 4 — взбросы и надвиги, 5 — сбросы и грабены; пликативные структуры: 6 — границы сводовых поднятий; 7 — границы участков, показанных на рис. 3.

основные мобильные зоны региона, но и построить модель их разломной сети и для большей части разломов дать кинематическую интерпретацию (рис. 2). Из общего числа выделенных по геоморфологическим критериям новейших разломов кинематические характеристики подтверждены геологическими данными не более чем у 15 %. Исходя из единства режима сжатия и структурного ансамбля новейших разрывных нарушений, данные о разломах с известными характеристиками распространялись на новейшие структуры, находящиеся в аналогичной геолого-геоморфологической позиции. По техническим причинам на общей карте неотектонических нарушений разломы с предполагаемой и подтвержденной геологическими наблюдениями кинематикой не разделяются. Это сделано на приводимых далее картах отдельных участков более крупного масштаба. При морфотектоническом анализе использовалась методика, разработанная на материале мобильной зоны Большого Алтая [Новиков, 2004]. Вертикальные перемещения оценивались по деформациям реперных поверхностей денудационной (поверхности выравнивания) и осадочной (аккумулятивные равнины) природы, а горизонтальные по смещению геоморфологических элементов, пересекаемых разломами. По морфотектоническим данным было выделено пять классов разрывных нарушений. Они подразделяются на нарушения неясной кинематики, правые сдвиги, левые сдвиги, взбросы и надвиги, сбросы и грабены. К нарушениям неясной кинематики отнесены разломные зоны, выраженные в современном рельефе, для которых недостаточно данных для кинематической интерпретации. Правые сдвиги широко распространены в мобильной зоне Алтая, косоориентированной к оси регионального сжатия. Как правило, они имеют выраженную взбросовую составляющую и относятся к взбрососдвигам. В рельефе они выражены уступами высотой до 200—300 м, прямолинейными долинами и реже цепочками мелких горстовых возвышенностей. Левые сдвиги слабо проявлены в пределах территории. В рельефе они выражены либо цепочками мелких горстов, либо, если имеют взбросовую составляющую, протяженными невысокими уступами. Взбросы и надвиги формируются при ориентировке разрывных нарушений перпендикулярно оси регионального сжатия. Они формируют протяженные региональные уступы высотой 500 м и более. Разломные границы этого типа характерны для Саур-Тарбагатай, Китайского Тянь-Шаня, Южного Алтая и Западного Саяна. На фронте взбросов и надвигов в мезозойских и кайнозойских осадках примыкающих частей жестких блоков часто развиты складки напора. Сбросы и раздвиги не образуют протяженных структур. Они фиксируют локальные зоны растяжения, ориентированные под острым углом к оси сжатия, выражены в рельефе короткими уступами высотой до 500 м, долинами рек изломанной в плане формы и удлиненными озерными впадинами-грабенами. Наиболее широко этот тип структур представлен в пределах Большого Алтая (грабены Канас, Телецкий и др.).

В качестве элементов пликативной тектоники выделяются границы сводовых поднятий. Крупные сводовые поднятия широко развиты на южной периферии Западной Сибири, разделяя жесткие домены данной территории. Более мелкие по площади поднятия образуют барьер, отделяющий Балхашско-Алакольскую и Зайсанскую впадины от Джунгарского блока. Мелкие антиклинальные поднятия развиты преимущественно на краях блоков в результате смятия чехла впадин под влиянием надвигания на них блоков мобильных зон. Морфотектонические исследования показывают, что в конце неогена сводовые поднятия представляли основной тип деформаций территории и лишь в четвертичное время к ним присоединились и превзошли в морфологической выраженности блоковые движения по разломам.

### ВЫРАЖЕННОСТЬ В РЕЛЬЕФЕ ОСНОВНЫХ МОБИЛЬНЫХ ЗОН ТЕРРИТОРИИ

В противоположность стабильным блокам территории, выраженным в рельефе в виде равнин, лишь слегка приподнятых и деформированных по краям, мобильные зоны представлены высокими горными сооружениями. Наиболее крупными являются мобильные зоны Западного Саяна, Большого Алтая, Китайского Тянь-Шаня и восточного окончания Тянь-Шаня.

**Западный Саян** это вытянутый в субширотном направлении на 550 км хребет шириной около 150 км, разрезанный долиной Енисея на две разновысотные части. Обе части имеют ступенчатые склоны. Высота главного водораздела западного сегмента обычно 2000—2500 м с отдельными вершинами до 2800—2900 м. Водоразделы восточного сегмента обычно не более 2000—2220 м. Над равнинами Минусы хребет возвышается на 1500 м и более, а над равнинами Тувы на 1000—1200 м. С севера и юга мобильную зону Западного Саяна ограничивают взбросовые уступы. Аналогичные уступы обрамляют осевую часть зоны с наиболее возвышенным рельефом. Зоны растяжения ориентированы под углами в пределах 70—90° по отношению к простиранию пограничных уступов. Они использованы водоотками при выработке долин, часто пересекающими большую часть или всю (долина Енисея) мобильную зону.

**Большой Алтай** представляет собой крупнейшее горное сооружение северо-западного простирания, протягивающееся более чем на 1180 км с шириной на юге около 150 км, а на севере — до 320 км. Он не является единым хребтом, а представляет собой систему сближенных на юге и веерообразно расходящихся на севере хребтов. На юге число хребтов составляет 4—5, а на севере оно увеличивается до

8 и более. На севере хребты возвышаются над примыкающими к Алтаю равнинами примерно на 1000 м, а на юге до 2000—2500 м. Между собой хребты разделены прямолинейными широкими долинами и большим количеством вытянутых впадин, что в пределах рассматриваемой территории характерно только для этой горной системы. Горные цепи Алтая имеют в осевой части высоты 3000—3500 м с отдельными пиками, превышающими 4000—4500 м (максимальные отметки — горы Белуха 4506 м и Найрамдал 4374 м). На севере высоты водоразделов снижаются до 1500—2000 м. Вдоль всей мобильной зоны протягиваются системы узких впадин, связанных с зонами правых сдвигов северо-западного простирания. Субширотные оперения сдвигов имеют преимущественно взбросовый характер. Они образуют границы отдельных хребтов и отделяют Алтай от Бийско-Барнаульской, Зайсанской и Барун-Хурайской впадин. Северо-восточная и юго-западная границы Алтая образованы уступами правосторонних взбрососдвигов. Оперения магистральных правосдвиговых зон меридионального и северо-восточного простирания имеют обычно сбросовый и раздвиговой характер. Иногда с ними связаны достаточно крупные грабены (Телецкий, Канасский).

**Китайский Тянь-Шань** представляет собой вытянутый в субширотном направлении хребет, высоты которого в альпинотипных водораздельных частях достигают 4000 м с отдельными пиками до 5400—5550 м. Западная часть Китайского Тянь-Шаня (хребты Боро-Хоро и Ирен-Хабырга) отделена от восточной (хр. Богдо-Ула) глубокой впадиной, и эти две части представляют собой самостоятельные, кулисообразно расположенные горные сооружения. Западная часть имеет ширину 50—100 км и длину более 680 км. Восточная часть при ширине 50 км имеет длину около 290 км. Китайский Тянь-Шань имеет ступенчатые склоны. Превышение водоразделов над соседними равнинами составляет примерно 3000—3500 м.

В пределы рассматриваемой территории попадает восточное окончание Тянь-Шаня, которое отделяет Таримскую равнину от Илийской впадины. Оно представляет собой две сближенные горные цепи, разделенные глубокой узкой долиной. Северная цепь утыкается в Китайский Тянь-Шань в районе хребта Ирен-Хабырга, а южная изгибается к востоку, отделяясь от Китайского Тянь-Шаня впадинами Баянбулак и Карашар. Водоразделы северной цепи в пределах рассматриваемой территории имеют высоты 3700—4000 м и возвышаются над примыкающими впадинами на 2000—2300 м. Водоразделы южной цепи имеют высоты 4000—5000 м с отдельными пиками до 7000—7400 м и возвышаются над примыкающей частью Таримской равнины на 3600—5000 м.

Северные и южные границы обеих ветвей Тянь-Шаня образованы субширотными взбросовыми уступами, они же разделяют высотные ступени хребтов. Субмеридиональные оперения взбросов имеют раздвиговой характер и предопределяют заложение основных элементов гидросети. В пределах северной и южной ветвей Тянь-Шаня на новейшем этапе были активизированы позднепалеозойские структурные швы, ограничивающие Илийский блок. Южный шов северо-восточного простирания реактивирован как левый сдвиг, а северный шов северо-западного простирания — как правый сдвиг.

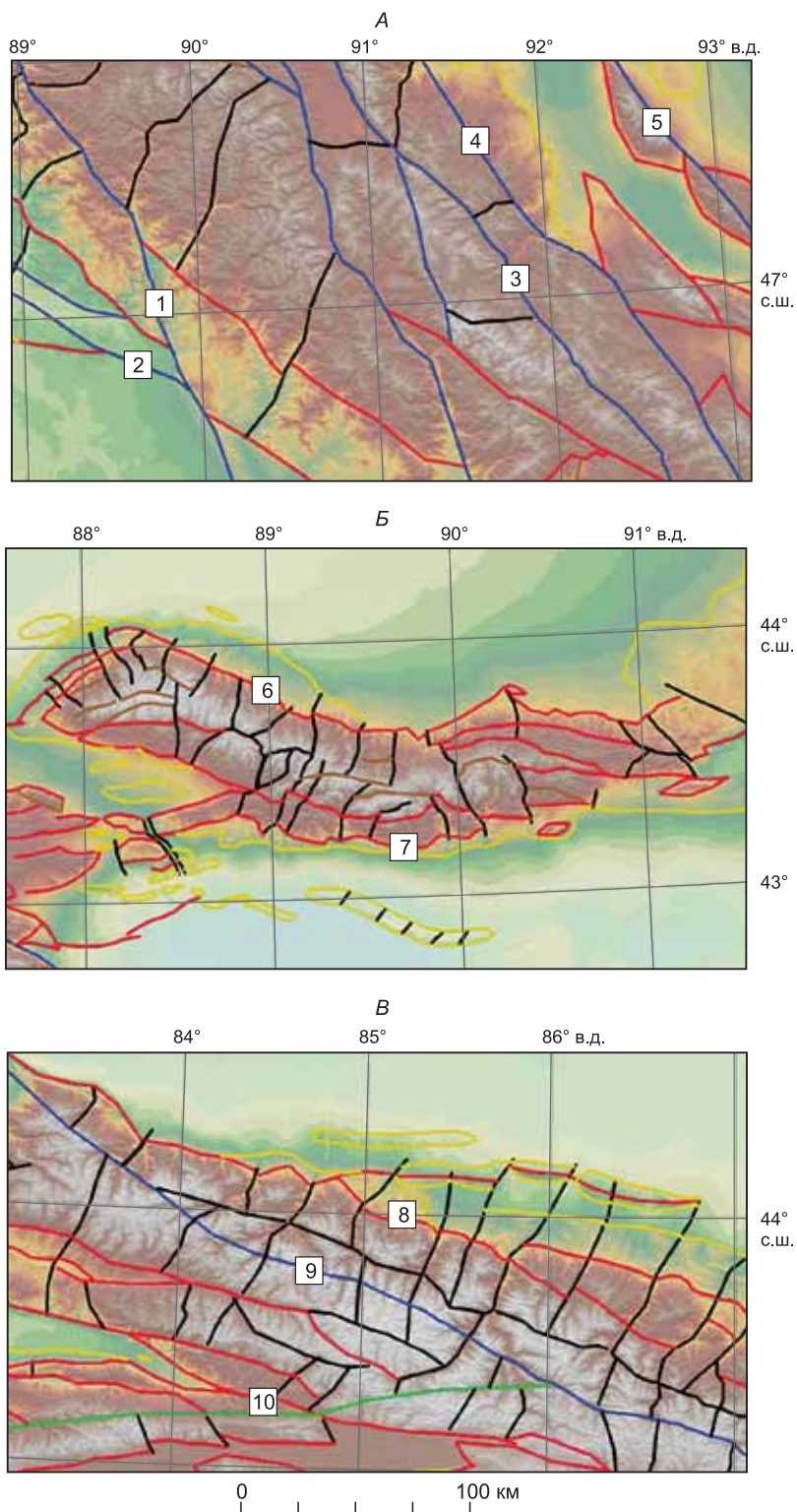
### ПЛАНОВЫЙ РИСУНОК НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ И ЕГО КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

По рисунку, образуемому неотектоническими нарушениями разного кинематического типа, мы выделяем три основных типа мобильных зон рассматриваемой территории (рис. 3).

Первый тип образует система субпараллельных *правосдвиговых зон, ассоциированных со сжатием*. К этому типу относится мобильная зона, выраженная в рельефе в виде горных сооружений Монгольского Алтая. Она имеет северо-западное простирание и ориентирована под углом к меридиональной оси регионального сжатия, генерируемого сближением Тарима и Западной Сибири. Основу рисунка ее новейших разрывных нарушений образуют от 5 до 7 правосдвиговых зон, часто с выраженной взбросовой составляющей, протягивающихся вдоль всей горной системы. Простирание основных сдвиговых зон составляет 285—330°. Краевые зоны образуют границы мобильной зоны, а осевые протягиваются вдоль всего горного пояса и трассируются цепочками межгорных впадин. Оперяющие структуры северо-восточного простирания имеют сбросовый и раздвиговой характер, а оперения субширотного — северо-западного простирания — взбросовый.

Второй тип образуют *зоны взбросов, ассоциированных со сжатием*. К этому типу относится большее количество мобильных зон и их отдельных частей: Западный Саян, Танну-Ола, Южный Алтай, Джунгарский Алатау, Богдо-Ула. Все они имеют субширотное простирание (75—105°) и ориентированы поперек оси регионального сжатия. Их главными структурами являются системы взбросов, образующих границы зон и формирующие уступы на склонах горных сооружений. В примыкающих к зонам этого типа впадинах наблюдаются наиболее интенсивные складчатые дислокации чехла. Помимо взбросов в структурном рисунке зон сжатия присутствуют поперечные сбросы, разбивающие надвиги на отдельные сегменты, и осевые раздвиги, параллельные простиранию мобильных зон, связанные с их растяжением по осевым линиям в связи с расседанием при надвигании по краевым взбросам на блоки обрамления.





**Рис. 3. Структурный рисунок новейших нарушений:**

*A* — праводвиговой зоны, ассоциированной со сжатием (на примере центральной части Монгольского Алтая), *Б* — зоны взбросов, ассоциированных со сжатием (на примере хр. Богдо-Ула), *В* — зоны взбросов, ассоциированные со сжатием и сдвигами (на примере хребтов Боро-Хоро и Ирэн-Хабьрга). Усл. обозн. разрывных нарушений см. на рис. 2. Цифрами показаны новейшие разломы, для которых имеются опубликованные данные о кинематическом типе [Хилько и др., 1985; Трифионов и др., 2002; Wang et al., 2004]: 1 — Фуюньский (Коктогойский), 2 — Иртышский, 3 — Толбонурский, 4 — Кобдинский, 5 — Тонхильский, 6 — Северный Богдоулинский, 7 — Южный Богдоулинский, 8 — Южно-Джунгарский, 9 — Северо-Тяньшаньский, 10 — Южно-Тяньшаньский.

Третий тип образуют *зоны взбросов, ассоциированных со сжатием и сдвигами*. Они характерны главным образом для южной части рассматриваемой территории. Это переходный тип между двумя вышеописанными. К нему относятся мобильные зоны восточного окончания Тянь-Шаня и Боро-Хоро — Ирен-Хабырга. В первом случае осевую линию структуры занимает левосдвиговая зона Южного Тянь-Шаньского разлома, а во втором — правосдвиговая зона Северного Тянь-Шаньского разлома. Зоны правого и левого сдвига отклоняются под углом 45—75° от меридиана в западном и восточном направлении соответственно. Они дополняются системами взбросов, субпараллельными или ориентированными под острым углом к сдвигам, и поперечными зонами растяжения. В ходе сжатия в этих зонах реализуется как сдвигание блоков, так и их надвигание на блоки обрамления. Для этих зон характерны максимальные абсолютные и относительные высоты образуемых в их пределах горных сооружений и, возможно, они являются крайними стадиями развития зон, ориентированных поперек направления сжатия, когда горизонтальное сжатие уже не может реализоваться исключительно надвиганием блоков мобильных зон друг на друга и на блоки обрамления.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ, ДЖУНГАРИИ И КИТАЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Рассматриваемая территория характеризуется высокой и крайне неравномерно распределенной сейсмичностью. Сведения о сейсмичности западной части Алтае-Саянской горной области и прилегающих к ней с юга регионов анализируются в ряде работ [Хованова, 1961; Масарский, Горбунова, 1964; Жалковский, 1967; Масарский и др., 1968; Рейснер, 1971; Масарский, Рейснер, 1971; Жалковский и др., 1978, 1980, 1995; Жалковский, Мучная, 1979; Еманов и др., 2005]. До начала 1960-х годов в регионе отсутствовала сеть сейсмических станций, и данные о землетрясениях были недостаточно полными и точными. Из-за большой удаленности станций наблюдения ошибка в определении эпицентров землетрясений могла достигать 100 км [Новый каталог..., 1977]. Региональная сеть сейсмостанций начала создаваться в 1959—1962 гг. Большинство упомянутых выше исследований основывались на результатах кратковременных наблюдений, полученных на протяжении 1960-х годов. Ряд особенностей развития сейсмического режима этого региона, в том числе связанных с подготовкой и реализацией Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003,  $M = 7.3$ , рассмотрены в работах [Еманов и др., 2005; Дядьков, Кузнецова, 2008].

Основными источниками сведений о сейсмичности рассматриваемого района являлись имеющиеся каталоги землетрясений России (АСФ ГС СО РАН), Казахстана (ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция КН МОН РК»), Китая (каталог CSN), которые были проанализированы на предмет их представительности и полноты.

В результате анализа выявлено, что сейсмичность северной части (севернее 46° с.ш.) исследуемого региона наиболее полно представлена в российском каталоге АСФ ГС СО РАН [GSRAS catalog], а сейсмичность южной части — в китайском каталоге CSN [CSN catalog]. Представительность обоих каталогов существенно изменяется со временем. Представительность каталога CSN для южной части исследуемого нами региона, для района 40°—46° с.ш., 80°—95° в.д., установленная нами по началу нелинейной части в области малых магнитуд графика повторяемости, соответствует  $M \sim 4.0$  с 1970 по 1984 г., а с 1985 по 2011 г. составляет  $M \sim 3.5$ . С 2009 г. представительность каталога CSN существенно улучшилась и для отдельных регионов рассматриваемой территории достигает  $M = 2.0$ . С 1963 по 1991 г. представительность Алтае-Саянской сети сейсмических станций была не хуже  $M = 2$ . Некоторое снижение этого параметра произошло в 90-х годах прошлого столетия. Анализ пространственного распределения представительности в 1990-е и 2000-е годы приводится в работе А.Ф. Еманова с соавторами [Еманов и др., 2010]. У южной границы северной части исследуемого региона как представительность, так и точность определения координат снижаются. Например, для периода 1967—1991 гг. здесь представительная магнитуда  $M = 2.5$ . Тем не менее анализ показал, что каталог АСФ ГС СО РАН является наиболее полным и представительным, в том числе и для районов Казахстана и Монголии, входящих в исследуемую территорию.

Объединенный каталог (ASF-CSN) для исследуемого региона (40°—56° с.ш. и 80°—95° в.д.) был создан нами из двух каталогов: CSN (Китай) — южная часть от 40° до 46° с.ш. и каталога АСФ ГС СО РАН (ASF) — северная часть от 46° до 56° с.ш. Поскольку в китайском каталоге для всех событий использовалась локальная магнитуда  $M_L$  [CSN catalog], и только для части событий была приведена магнитуда  $M_s$ , то была определена зависимость между  $M_L$  и  $M_s$  как в линейной, так и в квадратичной форме. Линейная зависимость  $M_s = 0.73 M_L + 0.89$ , действующая для интервала  $M_L = 3.9—5.5$ , была использована для пересчета  $M_L$  в  $M_s$ . Используя формулу Т.Г. Раутиан ( $M = (K - 4)/1.8$ ) [Раутиан, 1960], энергетический класс событий в Алтае-Саянском каталоге был пересчитан в магнитуду. Поскольку при создании объединенного каталога не учитывались различия в технических характеристиках регистрирующих



приборов России и Китая, данный каталог не может считаться окончательным. Пока это только предварительный опыт создания каталога по упрощенной методике, результаты анализа которого достаточны для выявления наиболее общих закономерностей сейсмического процесса в деформационной зоне между Таримом и Западной Сибирью.

**Методика анализа сейсмологической информации.** Для анализа параметров сейсмического режима использовалась геоинформационная система EEDB (Expert Earthquake Data Base) [Dyadkov, Mikheeva, 2010; Михеева и др., 2013]. Система содержит как глобальные, так и необходимые региональные каталоги землетрясений, географическую оболочку и широкий набор алгоритмов обработки и анализа сейсмологической информации. Система включает алгоритмы автоматического выделения и исключения афтершоковых последовательностей, построения графиков повторяемости и карт сейсмической активности  $A_{10}$  и  $A_{15}$ .

Построение карты сейсмической активности  $A_{10}$  выполнялось с использованием объединенного каталога ASF-CSN для  $M > 3.0$  за период 1985—2011 гг. с удаленными из каталога афтершоковыми последовательностями. Необходимое для расчета  $A_{10}$  значение наклона графика повторяемости (b-value) было рассчитано по этим данным и принято равным 0.90. Значение сейсмической активности  $A_{10}$  отображает среднее число землетрясений фиксированного энергетического класса ( $K = 10$ ), происходящих на площади 1000 км<sup>2</sup> в течение одного года.

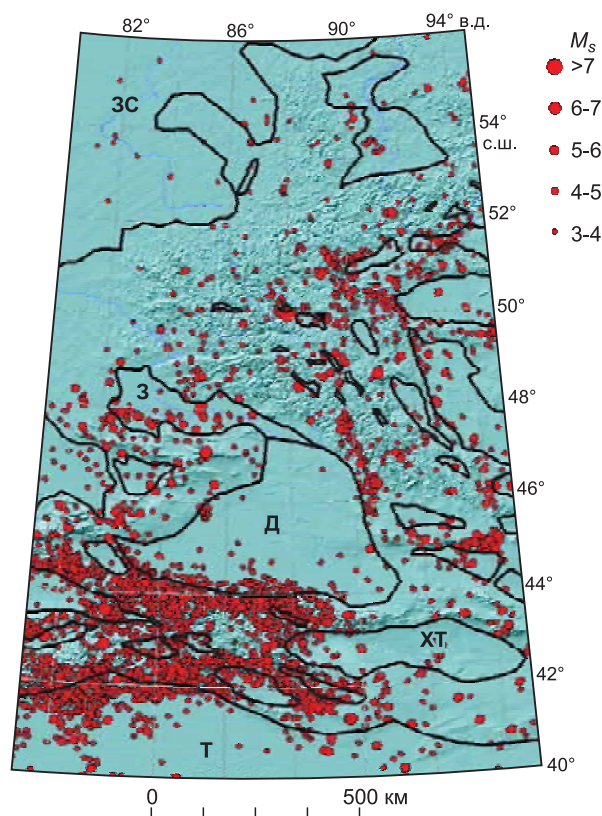
**Особенности пространственного распределения сейсмической активности и сильнейших землетрясений.** На картах пространственного распределения землетрясений и сейсмической активности (рис. 4 и 5) показаны распределения землетрясений с  $M > 3.0$ , произошедших в период с 1970 по 2011 г., и сейсмическая активность  $A_{10}$   $M > 3.0$  за период 1985—2011 гг. На них отчетливо видно, что к северу от Джунгарского блока крупнейшие активизации, начавшиеся в это время (Зайсанская, 1990 г.,  $M = 6.9$ ; Чуйская, 2003 г.,  $M = 7.3$ ), а также продолжены более ранних активизаций, например, Фуюньской (1931 г.,  $M = 7.9$ ), приурочены к крупным сдвиговым границам мобильных зон или к их взбросовым оперениям 1-го порядка (Урэг-Нурская, 1970 г.,  $M = 7.0$ ).

К югу от Джунгарской впадины трудно говорить об отдельных активизациях. Здесь можно говорить о практически постоянной активности северных и южных взбросовых границ как Китайского Тянь-Шаня (Боро-Хоро — Богдо-Ула), так и восточного окончания Тянь-Шаня. Данные GPS мониторинга перемещений микроплит территории легко позволяют объяснить этот феномен. По отношению к Западно-Сибирскому блоку Таримский блок смещается к север-северо-западу на 10—14 мм/год, Джунгарский лишь на 2—4 мм/год [Liu et al., 2007]. Таким образом, ширина мобильной зоны между Джунгарским и Таримским блоками сокращается на 8—10 мм/год. Этот процесс сопровождается выдавливанием блоков верхней части земной коры по взбросовым границам в верхнее полупространство, что и генерирует непрерывную сейсмическую активность. Поскольку фрагменты раннепалеогеновой денудационной равнины, выработанной в палеозойских породах, сохранились как в Джунгарской впадине, так и в Тянь-Шане, амплитуда относительного вертикального перемещения фрагментов поверхности выравнивания может быть установлена. В осевых частях горных сооружений/мобильных зон ее превышение составляет не более 5000 м относительно поверхности выравнивания Джунгарского блока, а главная фаза активизации по современным магнитостратиграфическим данным началась в Китайском Тянь-Шане 5—10 млн лет назад [Charreau et al., 2005], максимальную скорость роста горных сооружений Тянь-Шаня можно оценить как 0.5—1.0 мм/год. Выдавливание коровых масс в нижнее полупространство вызывает утолщение земной коры под мобильными зонами Тянь-Шаня до 50—55 км, в то время как в пределах Таримского и Джунгарского блоков ее мощность не превышает 40—45 км [Wang, Chen, 2004].

При изучении сейсмодислокаций на Фуюньском разломе определено, что кроме землетрясения 1931 г.,  $M_w = 7.9$ , их сформировали, по крайней мере, еще 3—5 сильных землетрясения, произошедших в более раннее время [Klinger et al., 2011]. Аналогичные данные имеются и для зоны Кобдинского разлома [Трифонов, 1999].

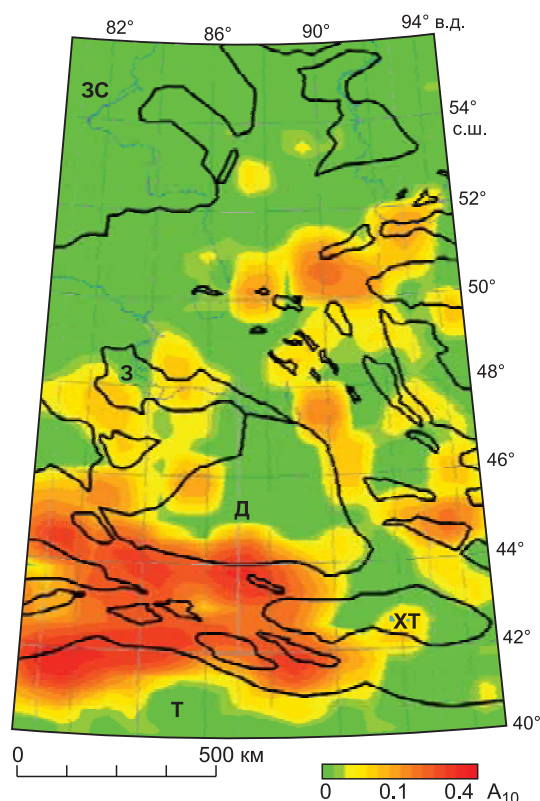
Пространственное распределение аномалий сейсмической активности  $A_{10}$  достаточно неравномерно. Максимальные значения активности приурочены к Тянь-Шаню (~ 0.40). Для районов активизаций Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. и Шапшальских землетрясений 1986, 1995 гг., а также Фуюньского землетрясения 1987 г. характерные значения  $A_{10}$  достигают ~ 0.16. Активность  $A_{10}$  области Чуйского землетрясения 2003 г., где активизация еще не завершилась, составляет ~ 0.11. Таким образом, постоянная интенсивная сейсмическая активность приурочена к горным сооружениям Тянь-Шаня, особенно к взбросовым границам мобильной зоны Тянь-Шаня с Таримом и Джунгарией. В пределах Алтая активность распределена иначе. На современном этапе она приурочена к отдельным участкам взбрососдвиговых зон (Фуюньская и Чуйская). Внутри Саяно-Тувинского региона зоны активности связаны с субширотными взбросовыми зонами на южных границах Западного Саяна и Танну-Ола.

Выполненный нами анализ механизмов очагов землетрясений с использованием каталога СМТ [Global CMT Catalog] показал, что на границах Китайского Тянь-Шаня с жесткими тектоническими



**Рис. 4.** Карта эпицентров землетрясений за период с 1970 по 2011 г. с магнитудами  $M_s > 3$ .

Буквенные обозначения жестких блоков: Западно-Сибирский (ЗС), Джунгарский (Д), Зайсанский (З), Хами-Турфанский (ХТ), Таримский (Т).



**Рис. 5.** Сейсмическая активность  $A_{10}$  для событий с магнитудами  $M_s > 3$  за период с 1985 по 2011 г.

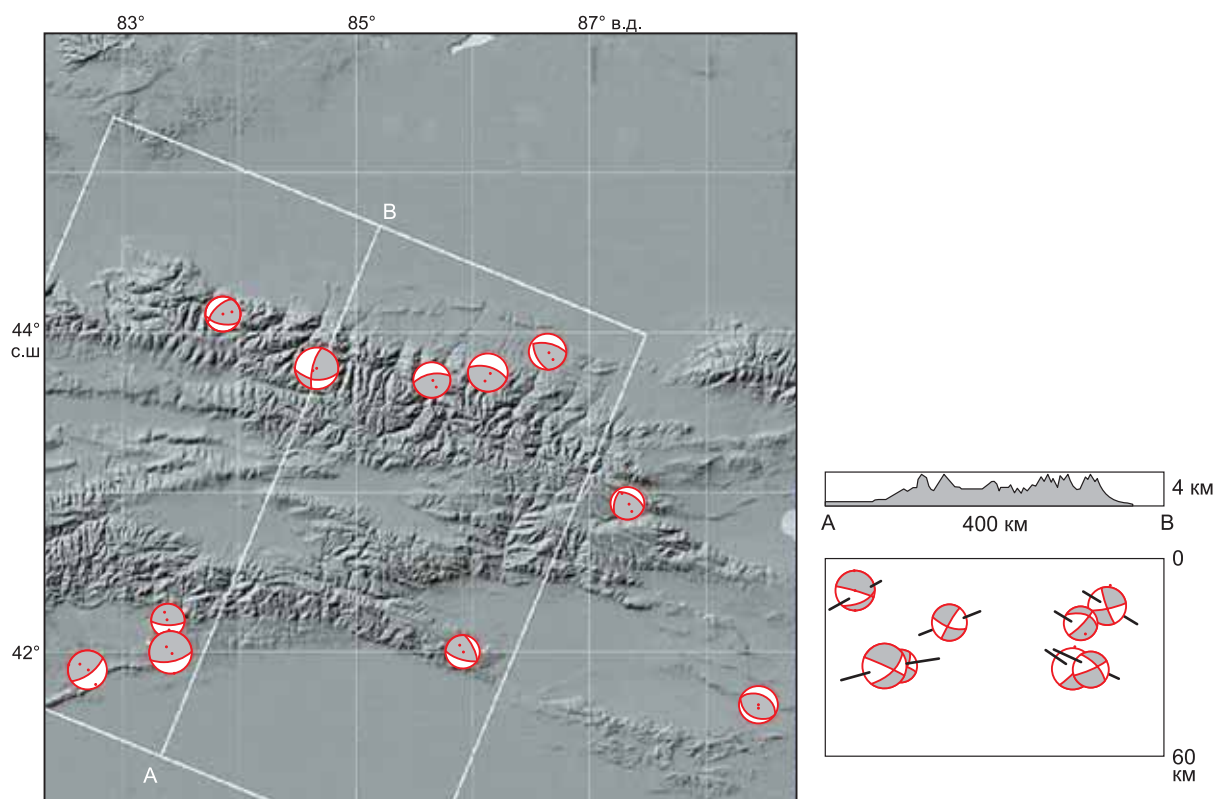
Буквенные обозначения жестких блоков см. на рис. 4.

структурами — Таримом и Джунгарией главные оси напряжений сжатия в большинстве случаев испытывают наклон под углом до  $40^\circ$  относительно горизонта под структуры Тянь-Шаня (рис. 6). Это может свидетельствовать о погружении более жесткой и плотной литосферы Тарима и Джунгарии под Тянь-Шаньский ороген и выдавливании субстрата орогенов более жесткими структурными элементами под действием Индо-Евразийской коллизии. Такое поведение позволяет также инициировать детачмент по близгоризонтальным плоскостям в земной коре. Подтверждением такого развития границ мобильных зон является формирование вдоль границ Таримского, Хами-Турфанского и Джунгарского блоков новейших горст-антиклиналей — форбергов [Wang et al., 2004].

Как предполагалось ранее [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Добрецов и др., 1995], и позже было подтверждено результатами GPS измерений [Yang et al., 2005; Calais et al., 2006; Liu et al., 2007], основным источником геодинамического процесса в рассматриваемом регионе является сближение Тарима с Западной Сибирью. Наличие между этими двумя доменами слабodeформируемого Джунгарского блока усложняет структуру деформационного пояса с формированием поперечной к направлению сжатия мобильной зоны Тянь-Шаня и диагональной мобильной зоны Алтая. Результаты численного моделирования с использованием 3D моделей литосферы Центральной Азии и Алтая также подтверждают этот сценарий развития геодинамических процессов в рассматриваемом деформационном поясе [Дядьков и др., 2004, 2009].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Неотектонический процесс обусловлен в пределах рассматриваемой территории региональным сжатием, являющимся результатом сближения Тарима и Западной Сибири, надежно фиксируемым по данным GPS. В мобильных зонах, помимо выдавливания блоков земной коры в верхнее полупространство по взбросовым зонам, наблюдаются сдвиговые перемещения, часто имеющие существенную взбро-



**Рис. 6. Механизмы очагов землетрясений с  $M > 4$  за 1978—2010 гг. Восточного Тянь-Шаня на плоскости (слева) и в разрезе по линии А—В поперек структур орогена (справа).**

На правом рисунке хорошо виден эффект наклона осей сжатия относительно горизонтали под структуры орогена. Там же, вверху, изображен рельеф Тянь-Шаня. Данные о параметрах очагов землетрясений взяты из Гарвардского каталога. На стереограммах серым показаны области растяжения. Точки — выходы осей растяжения.

совую составляющую. Зоны растяжения, носящие оперяющий характер, не имеют существенного сейсмогенерирующего значения. Крупные жесткие домены класса Таримского и Джунгарского блоков характеризуются низкой сейсмичностью, однако процесс неотектонической активизации идет по пути деструкции их периферических областей и вовлечения последних в мобильные зоны. Следствием этого является наличие линейных скоплений эпицентров в краевых частях жестких блоков, фиксирующих формирование форбергов.

Пространственное распределение сейсмической активности  $A_{10}$  крайне неравномерно. Максимальные значения активности приурочены к мобильной зоне Тянь-Шаня ( $\sim 0.40$ ). Сейсмическая активность мобильной зоны Алтая ниже более чем вдвое ( $\sim 0.11$ — $0.16$ ). Такое распределение сейсмической активности хорошо согласуется с современными представлениями о коллизионной природе неотектонической активизации региона и механизме возникновения его сейсмичности. По отношению к Западной Сибири смещение Таримской микроплиты на север происходит со скоростью 10—14 мм/год, а Джунгарская микроплита движется на север уже со скоростью 2—4 мм/год. При близкой ширине мобильных зон горизонтальное сокращение земной коры в пределах Тянь-Шаня примерно вдвое больше, чем в пределах Алтая, что и проявляется в соответствующем снижении сейсмической активности. Однако принципиально иной, чем у Тянь-Шаня, кинематический тип неотектонической структуры Алтая приводит к тому, что основными сейсмогенерирующими структурами здесь становятся сдвиги, в то время как в пределах западного окончания Тянь-Шаня это преимущественно взбросы.

Наклоны главных осей сжатия (до  $\sim 40^\circ$ ) в районе границ Тарима и Джунгарии с Тянь-Шанем свидетельствуют о погружении более жесткой и плотной литосферы последних под Тянь-Шаньский ороген и выдавливании его субстрата этими жесткими структурными элементами, что также позволяет инициировать детачмент по близгоризонтальным плоскостям в земной коре.

Авторы благодарят за предоставленный сейсмологический материал ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Комитета науки Министерства образования и науки Республики Ка-



захстан», Алтай-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Китайское сейсмологическое бюро. Авторы признательны д.г.-м.н. Трифонову В.Г. (ГИН РАН), д.г.-м.н. Селезневу В.С. и д.т.н. Еманову А.Ф. (ГС СО РАН) за научные консультации и советы по улучшению рукописи.

Отдельные разделы работы поддержаны проектами РФФИ 13-05-00986а и 14-05-00688а, VIII.70.2.3 ФНИ, МИП СО РАН № 76 и 90.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Арган Э.** Тектоника Азии (доклад на Брюссельской XIII сессии МГК в 1922 г.). М.Л., ОНТИ НКТП СССР, 1935, 192 с.

**Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г.** Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2009, 420 с.

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

**Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М.** Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 1, с. 19—25.

**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.

**Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А.** Трехмерная геомеханическая модель литосферы района подготовки Алтайского землетрясения 2003 г. // Физическая мезомеханика, 2009, т. 12, № 1, с. 25—28.

**Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В.** Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтай-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005, т. 8, № 1, с. 49—64.

**Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Филина А.Г., Еманов А.А., Фатеев А.В.** Алтай и Саяны // Землетрясения Северной Евразии, 2004. Обнинск, ГС РАН, 2010, с. 142—152.

**Жалковский Н.Д.** Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтай-Саянской горной области // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1967, с. 170—183.

**Жалковский Н.Д., Мучная В.И.** Алтай-Саянская область // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М., 1979, с. 125—128.

**Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И.** Сейсмическое районирование территории Алтай-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтай-Саянской горной области. Новосибирск, 1978, с. 72—90.

**Жалковский Н.Д., Мучная В.И., Чернов Г.А.** Алтай и Саяны // Сейсмическое районирование территории СССР. М., Наука, 1980, с. 204—211.

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

**Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Ведение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.

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

**Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шацлов В.И., Сыдыков А., Горбунов П.Н., Садыкова А.Б.** Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы, Эверо, 2000, 220 с.

**Масарский С.И., Горбунова И.В.** Сейсмичность Джунгарии и Алтай-Саянской области // Экспериментальная сейсмика. М., 1964, с. 94—137.

**Масарский С.И., Рейснер Г.И.** Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы. М., Наука, 1971, 155 с.

**Масарский С.И., Моисеенко Ф.С., Семакин В.П.** Алтай-Саянская область // Сейсмическое районирование СССР. М., 1968, с. 343—357.

**Михеева А.В., Дядьков П.Г., Марчук А.Г.** Геоинформационная система GIS-EEDB и методы пространственно-временного анализа сейсмологических данных // Геоинформатика, 2013, № 2, с. 58—65.

**Моисеенко Ф.С.** Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмогеологических исследований в Алтай-Саянской области // Геология и геофизика, 1969 (2), с. 84—94.

**Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

**Новый каталог** сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 535 с.

- Раутиан Т.Г.** Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М., ИФЗ АН СССР, 1960, с. 75—114 (Тр. ИФЗ АН СССР, № 9(176)).
- Рейснер Г.И.** О тектонике и сейсмичности Горного Алтая // Физика Земли, 1971, № 5, с. 18—31.
- 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.
- Хаин В.Е.** Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 5—8.
- Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д.** Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 224 с.
- Хованова Р.И.** Землетрясения Алтае-Саянской зоны // Землетрясения в СССР. М., 1961, с. 349—352.
- Юань М.С.** Тектонические процессы, отраженные на карте динамики литосферы Китая // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 341—351.
- Argand É.** La tectonique de l'Asie // Congr. Géol. Int. 13ème. Sess. Belg., 1re Fasc. 1922, p. 171—372.
- Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M.** Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett., 2006, v. 33, L24319, doi:10.1029/2006GL028433.
- Charreau J., Chen Y., Gilder S., Dominguez S., Avouac J.-P., Sen S., Sun D.J., Li Y.A., Wang W.-M.** Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 230, № 1—2, p. 177—192.
- CSN catalog** - [http://www.csndmc.ac.cn/wdc4seis@bj/earthquakes/csn\\_catalog\\_p001.jsp](http://www.csndmc.ac.cn/wdc4seis@bj/earthquakes/csn_catalog_p001.jsp)
- Dyadkov P.G., Mikheeva A.V.** The expert earthquake database (EEDB) for seismic-geodynamic research // Bull. Nov. Comp. Center, Math. Model. Geoph., 2010, v. 13, p. 15—30.
- England P., Molnar P.** The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Intern., 1997, v. 130 (3), p. 551—582.
- England P., Molnar P.** Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia // J. Geophys. Res., Solid Earth, 2005, v. 110, B12401, doi:10.1029/2004JB003541.
- Global CMT Catalog** - <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- GSRAS catalog** - [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_Catalog/](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog/)
- Klinger Y., Etchebes M., Tapponnier P., Narteau C.** Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China // Nature Geoscience, 2011, v. 4, p. 389—392.
- Klyuchevskii A.V., Bayart G., Demjanovich V.M., Dugarmaa T.** Basic parameters and characteristics of seismicity in Mongolia // Шинжлэх Ухааны Академийн Мэдээ, 2007, № 04, p. 36—49.
- Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y.** Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: the kinematics and geodynamics // Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 425, 2007, p. 299—318.
- Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects on a continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
- NEIC catalog** - <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>
- Shebalin P.N.** Increased correlation range of seismicity before large events manifested by earthquake chains // Tectonophysics, 2006, v. 424 (3—4), p. 335—349.
- Tapponnier P., Molnar P.** Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // J. Geophys. Res., Solid Earth, 1979, v. 84, № B7, p. 3425—3459.
- Tectonic map** of Xinjiang and adjacent areas, China. Scale 1:2 500 000. Beijing, Geological Publishing House, 2003, 1 sheet.
- Vergnolle M., Calais E., Dong L.** Dynamics of continental deformation in Asia // J. Geophys. Res., Solid Earth, 2007, v. 112, B11403, doi:10.1029/2006JB004807.
- Wang W.F., Chen Y.Q.** Tectonic evolution and petroleum systems in the Junggar Basin // Acta Geol. Sin. Eng. Ed., 2004, v. 78, № 3, p. 667—675.
- Wang C.-Y., Yang Z.-E., Luo H., Mooney W.D.** Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906  $M \sim 7.7$  Manas earthquake // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 223 (1—2), p. 187—202.
- Yang S.-m., Wang Q., You X.-z.** Numerical analysis of contemporary horizontal tectonic deformation fields in China from GPS data // Acta Seismol. Sinica, 2005, v. 18, № 2, p. 135—146.