

ISSN 0002-3272

В.Г.Трифонов, О.В.Соболева, Р.В.Трифонов, Г.А.Востриков

**СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА АЛЬПИЙСКО-  
ГИМАЛАЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА**

[КАРТИНКА]

**ГЕОС**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Геологический институт

[ЭМБЛЕМА ГИНА]

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Geological Institute

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Geological Institute

V.G.Trifonov, O.V.Sobolova, R.V.Trifonov, G.A.Vostrikov

**RECENT GEOGINAMICS OF THE ALPINE-HIMALAYAN  
COLLISION BELT**

*Transactions, vol. 541*

Founded in 1932

Responsible editor  
Yu.G.Leonov

Moscow  
GEOS  
2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Геологический институт

В.Г.Трифонов, О.В.Соболева, Р.В.Трифонов, Г.А.Востриков

**СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА АЛЬПИЙСКО-  
ГИМАЛАЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА**

*Труды, вып. 541*

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор  
Ю.Г.Леонов

Москва  
ГЕОС  
2002



ББК

Т

УДК 551.243+551.2+550.342

*Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.*

Т

**Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.** – М.: ГЕОС, 2002. – 000 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 541)

ISSN 0002-3272

Рассматривается центральная часть Альпийско-Гималайского коллизионного пояса между 30–104° в.д., 26–46° с.ш. (западнее 64° в.д.) и 26–56° с.ш. (восточнее 64° в.д.). Описаны активные разломы, методика расчета поля тензора скоростей современной тектонической деформации земной коры по данным о таких разломах и результаты расчета. Они сопоставлены с полем сеймотектонической деформации региона, рассчитанной по данным о механизмах очагов коровых землетрясений. Результаты расчетов показывают, что наряду с поперечным горизонтальным укорочением пояса имеет место сложное перераспределение горных масс вдоль и поперек пояса. Из-за сегментации пояса скорость поперечного укорочения скачкообразно уменьшается от области взаимодействия Индийской и Евразийской плит к области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Некоторые различия между параметрами деформации, определенными по данным об активных разломах и данным о механизмах очагов землетрясений на разных уровнях земной коры в числе прочих факторов связаны с тектонической расслоенностью литосферы и вкладом локальных преобразований вещества в процессы сейсмогенеза. Результаты расчетов сопоставлены с векторами современных горизонтальных перемещений по данным космической геодезии (GPS). Приложен оригинальный каталог активных разломов региона.

Для специалистов по геологии и геофизике, неотектонике, современной геодинамике и оценке сейсмической опасности.

Табл. 86. Ил. 43. Библ. 394 назв.

Редакционная коллегия:

*Ю.Г.Леонов* (главный редактор), *М.А.Ахметьев*, *Ю.О.Гаврилов*, *Ю.В.Карякин*, *С.А.Куренков*,  
*М.А.Семихатов*

Рецензенты:

*М.Л.Конн*, *Ю.Л.Ребецкий*

*Trifonov V.G., Soboleva O.V., Trifonov R.V., Vostrikov G.A.*

**Recent geodynamics of the Alpine-Himalayan collision belt.** – Moscow: GEOS, 2002. – 000 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 541)

Central part of the Alpine-Himalayan collision belt between 30–104°E and 26–46°N (to the west of 64°E) and 26–56°N (to the east of 64°E) is discussed. Active faults of the region and new method to calculate a field of tensors of recent tectonic deformation rates in the Earth's crust by active fault data are described. The results are compared with a field of seismotectonic deformation, calculated by focal mechanisms of crustal earthquakes. The results show not only transverse lateral shortening of the region, but also complicated replacing of the crustal rocks both along and across the region. Rates of the transverse shortening reduce sharply from the area of interaction of the Indian and Eurasian plates to the area of interaction of Arabian and Eurasian plates because of the belt segmentation. Some differences between parameters of the recent deformation calculated by active

fault data and focal mechanisms in different layers of the Earth's crust depend on several factors, including the detachment tectonics and contribution of chemical transformation of some rocks to the seismogenesis. The results are also compared with vectors of recent horizontal movements by the GPS measurements. The new catalog of active faults of the region is applied.

For specialists in neotectonics, recent geodynamics, regional geology and geophysics and seismic hazard assessment.

Tables 86. Fig. 43. References. 394 titles.

Editorial Board:

*Yu.G.Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A.Akhmetiev*, *Yu.O.Gavrilov*, *Yu.V.Kariakin*, *S.A.Kurenkov*,  
*M.A.Semikhatov*

Reviewers:

*M.L.Kopp*, *Yu.L.Rebetsky*

**ББК**

© В.Г. Трифонов, О.В. Соболева, Р.В. Трифонов, Г.А. Востриков, 2002

© Геологический институт РАН, 2002

© ГЕОС, 2002

**ISSN 002-3272**

## Введение

Синонимы «активный разлом» и «живой разлом» были введены в геологическую литературу в 40-е годы трудами, соответственно, американских и европейских исследователей для обозначения тектонических нарушений, движения по которым проявляются сейчас и могут ожидать в ближайшем будущем. Однако из-за неравномерности движений, при которой импульсные подвижки могут чередоваться с более или менее длительными эпохами полного или относительного покоя, необходимо исследовать определенный период жизни разлома, чтобы оценить степень, параметры и режим его активности. Соглашаясь, что эпохи инструментальных наблюдений, охватывающей в большинстве стран десятки лет, недостаточно для такой оценки, различные исследователи обосновывали разную длительность обсуждаемого временного интервала: от голоцена [Allen, 1975] до примерно 400 тыс. лет [Nikonov, 1995].

На основе исследований, специально выполненных на западе США и в Альпийско-Гималайском поясе, мы пришли к выводу, что в подвижных поясах необходимым и достаточным интервалом времени является поздний плейстоцен – голоцен, т.е. примерно последние 100 тыс. лет [Трифонов, 1983, 1985]. В слабо подвижных и, в частности, платформенных областях, где проявления активности редки и малы по амплитудам, для оценки активности приходится включать в исследуемый интервал и средний плейстоцен, т.е. принимать его в объеме последних 700 тыс. лет [Трифонов и др., 1993]. Чтобы избавиться от этих разночтений, было предложено сохранить термин «активный разлом» лишь для нарушений с признаками современных движений, а разломы с более ранними, голоценовыми и плейстоценовыми, проявлениями активности называть потенциально активными (*capable faults*). Это, однако, не решало вопроса, поскольку при импульсной неравномерности движений такое разделение могло дать ложный результат, зависевший лишь от возраста последнего импульса. Поэтому в предлагаемой работе, основанной на данных о разломах Альпийско-Азиатского подвижного пояса, активными считаются все разломы, демонстрирующие те или иные признаки перемещений в последние 100 тыс. лет.

Разрабатывавшийся в последнее десятилетие Международный проект П-2 «Карта крупных активных разломов Мира» [Trifonov, Machette, 1993] был учрежден в 1989 г. как вклад Международной программы «Литосфера» (МПЛ) в провозглашенное ООН десятилетие уменьшения опасности природных бедствий. Этот проект объединил под председательством В.Г.Трифонова более 70 ученых из 40 стран. В итоге были созданы базы данных об активных разломах [Ioffe et al., 1993; Ioffe, Kozhurin, 1996; Trifonov, 1996] и на их основе построены карты активных разломов Евразии и Африки масштаба 1:5 000 000 [Trifonov, 1997, 2000a; Skobelev et al., 2000]. Более детальные карты и сведения об активных разломах отдельных стран и регионов содержатся в многочисленных публикациях участников Проекта.

Как составная часть, Проект был включен в Программу глобальной оценки сейсмической опасности, учрежденную МПЛ в 1993 г. В рамках этой программы разрабатывалась методика оценки сейсмической опасности (сейсмического районирования) на нескольких крупных полигонах. Один из них охватывал Кавказ, Крым, Турцию, Черное и Каспийское моря, Южную Туркмению и прилегающие части Ирана [Balassanian et al., 1999]. Одновременно совершенствовалась методика и собирался материал для оценки сейсмической опасности всей Северной Евразии. К концу 1999 г. это вылилось в создание новой версии Карты общего сейсмического районирования России и аналогичных карт некоторых соседних стран [Ulomov et al., 1999]. Во всех перечисленных исследованиях авторы предлагаемой книги принимали деятельное участие. Не углубляясь здесь в методику построения карт, отметим



лишь общий принцип различных подходов: комплексный анализ активных разломов и параметров сейсмичности служил основой для оценки сейсмического потенциала сейсмогенерирующих зон, по которому рассчитывались сейсмические воздействия на ту или иную территорию [Ulomov, 2000; Trifonov, 2000b; Shebalin et al., 2000].

Однако значение сбора и обобщения данных об активных разломах, осуществленных в рамках Проекта П-2 МПЛ, не исчерпывается их использованием для оценки сейсмической опасности. В ряде случаев данные о позднечетвертичных смещениях были единственным источником, позволявшим определить истинную кинематику крупных новейших разломов и, тем самым, существенно скорректировать наши представления о позднекайнозойской тектонике некоторых регионов.

Существует и еще один, геодинамический, аспект использования данных об активных разломах. При достаточно широком их распространении и детальности изучения, позволяющей оценить геометрические параметры разломов и скорости позднечетвертичных перемещений по ним, подвижки по активным разломам дают возможность рассчитать поле современной (последние 100 тыс. лет) тектонической деформации, выявить области наибольшей реализации прилагаемой нагрузки, ее перераспределение в пределах определенной территории и участки аномалий, с которыми могут быть связаны структурные особенности и вулканические явления, приблизившись, тем самым, к пониманию происхождения современных структурных форм и нарушений земной коры. Разумеется, это относится, прежде всего, к верхнекоровому слою, за пределы которого большинство разломов не выходит.

Именно этому геодинамическому аспекту использования данных об активных разломах посвящена предлагаемая книга. В ней приводится систематическое описание активных разломов, излагаются методика расчетов и ее применение к центральной части Альпийско-Гималайского пояса – области современного коллизионного взаимодействия Аравийской и Индийской плит с Евразийской плитой от Турции, Кавказа и Восточного Средиземноморья до Гималаев и Центральной Азии. Для этой же территории исследовано поле сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов землетрясений. Результаты определения современной тектонической деформации по данным об активных разломах и сейсмотектонической деформации сопоставлены между собой и с данными о современной деформации, полученными методами космической геодезии. Предварительные результаты исследований частично опубликованы [Трифонов и др., 1997, 1998, 1999; Trifonov et al., 1997, 1999].

Изучавшийся регион ограничен координатами 30–104° в.д. и 26–46° с.ш. (к западу от 64° в.д.) или 26–56° с.ш. (к востоку от 64° в.д.). Выбор региона определялся двумя обстоятельствами. Во-первых, коллизионные условия вообще и указанный регион в особенности отличаются большой сложностью распределения и изменчивостью параметров молодых структурных форм и, в частности, разломов. Поэтому даже самые общие геодинамические выводы трудно сделать без соответствующих расчетов. Во-вторых, активная тектоника выбранного региона изучена полнее других. Значительный вклад, который внесли в ее изучение личные исследования авторов, давал возможность критически оценить достоверность используемых данных, не только собственных, но и других исследователей.

Предлагаемая книга основана на результатах исследований, выполнявшихся в разные годы при поддержке различных организаций. Исходные данные об активных разломах были получены в ходе реализации Проекта П-2 «Карта крупных активных разломов Мира» Международной программы «Литосфера». Сбор и обобщение данных об активных разломах территории СНГ производились в рамках Государственной программы России «Глобальные изменения природной среды и климата (Проблема 2.2 «Сейсмичность и сейсмическое

районирование Северной Евразии»). Программное обеспечение базы данных об активных разломах для этого проекта была разработана при поддержке Научного отдела НАТО (проект ENVIR.CRG 930360). Остальная часть работы, а именно: разработка методики и расчеты поля современной тектонической (по данным об активных разломах) и сеймотектонической (по данным об очагах землетрясений) деформации, их программное обеспечение и тектоническая интерпретация были выполнены при поддержке Международного научного фонда (Grant MPJ000) и, позднее, Программы «Глобальные изменения природной среды и климата» (Проект 1.1.4). В ходе исследований авторы пользовались консультациями и помощью Ю.Г.Леонова, А.И.Кожурина, М.Л.Коппа, Ю.Л.Ребецкого, В.И.Уломова и С.Л.Юнги. Всем перечисленным лицам и организациям авторы выражают глубокую признательность.

## **Глава 1. Общая характеристика активных разломов региона**

В главе представлены данные о крупнейших активных разломах региона, определяющих основные черты его живой тектоники. Кратко описаны геометрия, морфология и кинематика разломов. Приводятся скорости перемещений по ним, полученные из амплитуд смещений за определенные возрастные интервалы. Эти данные в дальнейшем используются для расчета поля тензора скоростей современной тектонической деформации. Вместе с тем, не ставится задача охарактеризовать все активные разломы региона. Сведения о них содержатся в прилагаемом Каталоге активных разломов. Назначение главы – ввести читателя в проблематику активного разломообразования в регионе и привести его к тем геодинамическим выводам, которые вытекают из непосредственного анализа разломов, предшествовавшего геодинамическим расчетам.

### **1.1. Активные разломы на границах сегментов и южном фланге Альпийско-Гималайского пояса**

Крупные поперечные зоны разломов разделяют Альпийско-Гималайский пояс на несколько сегментов. В пределы рассматриваемого региона целиком попадает Аравийско-Иранский сегмент и части двух соседних с ним сегментов: Адриа-Эгейского и Памиро-Гималайского. В строении сегментов есть сходные черты. Так, каждый сегмент ограничен с запада простирающейся на северо-северо-восток системой слабо изогнутых активных разломов, продолжающейся в плиты южного ряда и сочленяющейся с элементами рифтовой системы Индийского океана. Такой границей Адриа-Эгейского и Аравийско-Иранского сегментов является Левантская левосдвиговая зона, надстраиваемая на северо-восток Восточно-Анатолийской зоной (рис. 1; все упоминаемые в тексте разломы показаны цифрами на рис. 2). На юге Левантская зона смыкается с рифтом Красного моря. Современная граница Аравийско-Иранского и Памиро-Гималайского сегментов образована системой левых сдвигов, из которых крупнейшими являются Чаманский разлом и Дарвазский сегмент Дарваз-Алайской зоны. Чаманский разлом переходит на юге в эшелонированный ряд нарушений, продолжающийся в Индийском океане разломом Оуэн. Наконец, восточная граница Памиро-Гималайского сегмента представлена на севере существенно сдвиговой бирманской частью Бирмано-Андаманской дуги и продолжается на юг в океан разломами Восточно-Индийского хребта. Эти поперечные зоны характеризуются эшелонированным строением, причем между подставляющими друг друга сдвиговыми сегментами местами развиваются впадины типа pull-apart. Они наиболее типичны для Левантской зоны (впадины залива Акаба, Мертвого моря, Генисаретского озера и Эль-Габ), но есть и в зоне Дарвазского разлома (впадина Кокча). Вместе с тем, вдоль указанных границ сегментов, особенно на участках их отклонения к северо-востоку, есть и проявления сжатия, представленные взбросовой компонентой движений и параллельными разломам складками.

Скорость позднечетвертичных левосдвиговых перемещений по Левантской зоне составляет 5–6 мм/год на территории Сирии [Трифонов и др., 1991] и 7,5 мм/год на территории Израиля [Zak, Freund, 1965]. Вертикальная компонента многократно уступает сдвиговой. Уменьшение скорости сдвига к северу, возможно, связано с тем, что часть ее переходит к разлому Роум, который на севере Израиля ответвляется от Левантской зоны к северо-западу и продолжается далее вдоль континентального склона.

На западной границе Памиро-Гималайского сегмента наиболее полные данные о скоростях позднеплейстоценовых и голоценовых левосдвиговых перемещений получены для Дарвазского сегмента Дарваз-Алайской зоны в районе с.Сагирдашт. Здесь скорость

голоценового сдвига – 15–16 мм/год [Трифонов, 1983]. Близкие амплитуды смещений коррелируемых по возрасту форм рельефа и, соответственно, скорости сдвиговых перемещений выявлены на юге Дарвазского сегмента и по Чаманскому разлому. По зоне разломов, кулисно подставляющей Чаманский сдвиг на юго-востоке (ее сегменты известны под разными названиями – разломы Газабад, Инаятуппа-Карех и др.), скорость позднечетвертичного сдвига, вероятно, близка к 8 мм/год при уступающей ей в десятки раз вертикальной компоненте движений [Wellman, 1966; Tapponnier, Molnar, 1979; Nakata et al., 1991].

В пределах выделенных сегментов активные структуры простираются в целом с СЗ на ЮВ, испытывая характерные искривления. В центре каждого сегмента его юго-западный край очерчивает плавную дугу, выпуклую к юго-западу, а северный выступ каждой южной плиты облекается кайнозойскими зонами пояса, образуя крутые выпуклые к северу дуги главных синтаксисов: Малокавказского и Пенджабско-Памирского. Главные синтаксисы являются областями локальной трансформации общего северо-восточного дрейфа южных плит в меридиональный дрейф. На восточных краях сегментов выделяются меньшие синтаксисы: Родосский между Крито-Эллинской и Кипрской дугами, Оманский между Загросом и Макраном и Ассамский восточнее Гималаев. С Оманским синтаксисом, возможно, связана Аладаг-Биналудская дуга севернее Лутского массива.

Главные синтаксисы имеют общие черты строения. Их западные фланги образованы упоминавшимися выше левыми сдвигами на границах сегментов. Вдоль северо-восточных флангов развиваются правые сдвиги, затухающие в юго-восточном направлении. Таков Памиро-Каракорумский правый сдвиг на фланге Памиро-Пенджабского синтаксиса. На всем его протяжении выявлены позднечетвертичные смещения. В северо-западной части разлома скорость голоценового сдвига определена в 15–20 мм/год при скорости позднеплейстоцен-голоценовой вертикальной составляющей движения не менее 3 мм/год [Liu et al., 1993], тогда как в юго-западной части разлома скорость послеледникового сдвига достигает 27–35 мм/год [Liu et al., 1991]. Уменьшение скорости сдвига к северу частично компенсируется подвижками по оперяющим его разломам Памира. Так, по Карасуйскому разлому скорость позднечетвертичных правосдвиговых перемещений превышает 1 мм/год [Трифонов, 1983]. Юго-восточнее Памиро-Каракорумского сдвига расположены Пограничная и Фронтальная надвиговые зоны Гималаев, сопряженные с молодыми складками предгорного прогиба.

На северо-восточном фланге Малокавказского синтаксиса и северного выступа Аравийской плиты присутствуют две системы активных разломов. Первая система образована Памбак-Севанской и ответвляющейся от нее на юго-восток Ханарасарской правосдвиговыми зонами на северо-восточном фланге синтаксиса, где скорость позднечетвертичного сдвига – 4,5–5 мм/год. Вертикальная компонента изменчива, уступая сдвиговой в 7–12 раз, причем чаще взброшено северо-восточное крыло [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Karakhanian et al., 1997]. На юго-востоке Ханарасарский разлом кулисно подставляется северо-западными ветвями Тебризского разлома. Сливаясь, они отгибаются к востоку, причем взбросо-надвиговая компонента возрастает. К юго-востоку от Тебризского разлома, в тылу Загроса, известны новейшие разломы, позднечетвертичная активность которых установлена лишь в отдельных сегментах. Они характеризуются правосдвиговыми смещениями, но на участках сегментов, отгибающихся к востоку, возрастает взбросо-надвиговая компонента.

Вторая система разломов северо-восточного фланга синтаксиса соответствует современной границе Аравийской плиты. Она образована юго-восточным сегментом Северо-Анатолийской правосдвиговой зоны со скоростью четвертичного сдвига около 9 мм/год [Saroglu, 1988]. К ней примыкает с юга Главный современный разлом Загроса, также

преимущественно правый сдвиг. Его скорость определена на Дорудском сегменте разлома в 5–10 мм/год [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996]. Основным юго-восточным продолжением Главного разлома является дугообразный разлом Дена, который сначала простирается на юг и характеризуется преимущественно правосдвиговыми смещениями, а затем отгибается на юго-восток, где вдоль его ветвей начинает преобладать надвигание, сопряженное со складчатостью.

От разлома Дена на юг ответвляется Казерун-Боразджанская и Карехбасская правосдвиговые зоны. Первая на меридиональном отрезке характеризуется скоростью сдвига около 5 мм/год и затухает к югу по мере того, как от нее ответвляются на юго-восток складчато-надвиговые цепи Загроса. Вторая зона в северной части простирается меридионально, южнее делает несколько ступенчатых в плане изгибов, причем на отрезках юго-восточного простираня сдвиг сменяется надвигом, и, наконец, переходит во флексурно-надвиговую зону юго-восточного простираня с поднятым северо-восточным крылом. Такая зависимость типа движений от изгибов каждой зоны разломов совмещается с тем, что вся система правых сдвигов, следующих вдоль границы Аравийской плиты, изменяет простирание от восток-юго-восточного в Северо-Анатолийской зоне до юго-восточного у Главного современного разлома Загроса и меридионального у разломов Дена, Казерун, Боразджан и Карехбас.

На северных флангах синтаксисов ограничивающие сдвиговые зоны сближаются. Дарваз-Алайская зона, отгибаясь к востоку, теряет сдвиговую компоненту движений. На южном склоне Алайской долины она сменяется надвиганием южного крыла. По южной ветви разлома скорость голоценового надвигания определена в 7 мм/год, а по северной ветви – 2,4–5 мм/год [Никонов и др., 1983, 1984]. По опережающим зону с севера правым взбросо-сдвигам северо-западного простираня скорость вертикальной составляющей движения, возможно, превышает 10 мм/год. Восточно-Анатолийская зона северо-восточного простираня сочленяется с Памбак-Севанской зоной под углом всего 17°. При этом вплоть до точки сочленения первая зона сохраняет левосдвиговый, а вторая правосдвиговый типы движений со скоростями около 5 мм/год [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. Такое же сочленение под очень острым углом левых и правых сдвигов выявил А.С.Караханян (устное сообщение) в дугообразно изогнутой Дорунехской зоне севернее Лутского массива.

На выпуклых к юго-западу северо-восточных флангах Аравийской и Индийской плит, в предгорьях Загроса и Гималаев, эти плиты полого пододвигаются под коровые структуры пояса, а перед фронтом поддвига происходит срыв мощного осадочного чехла передового прогиба, где развиваются складки и надвиги, прямо отражающиеся в рельефе. В Загросе палеомагнитным датированием возраста грубой молассы удалось доказать распространение этого процесса на юго-запад в прежде недеформированные части Месопотамского прогиба [Бачманов и др., 2000]. В связи с этим стиль активной тектоники в осадочном чехле прогиба изменяется с СВ на ЮЗ: область взбросов и сдвигов, дискордантно нарушающих уже сформированную складчатую структуру, сменяется областью развития сопряженных складок и надвигов над сформированной зоной срыва и, наконец, областью зарождающихся складок, под которыми срыва еще нет или он локален. Позднететвертичное поперечное укорочение складчатого пояса, подсчитанное суммированием отдельных надвигов, достигает нескольких миллиметров в год.

Аналогичная праградация грубой молассы и складчато-надвиговых деформаций, приводящих к срыву осадочного чехла, установлена в Предгималайском прогибе [Yeats 1986; Seeber et al., 1981]. К.С.Валдия [Valdiya, 1986] оценивает величину современного меридионального горизонтального укорочения в зоне Фронтального надвига в 10–15 мм/год (повторные геодезические наблюдения на правом берегу р.Ганга западнее г.Дехрадун дали

1–5,6 мм/год), в зоне Главного пограничного разлома – 5–7 мм/год (согласно геодезическим наблюдениям севернее г.Амбалы – 4,7–5,7 мм/год) и по частично активизированному новейшему Главному центральному надвигу – до 3 мм/год. По данным Т.Наката [Nakata, 1989], скорость вертикальной составляющей движения достигает на одном из его активизированных участков возле с.Сальяна 2–2,5 мм/год.

Наряду с границами синтаксисов и южными флангами Альпийско-Гималайского пояса, активные разломы многочисленны как внутри синтаксисов, так и между ними и к северу от них. На северо-восточном фланге пояса границы сегментов несколько размываются, не будучи выражены конкретными зонами поперечных нарушений. Тем не менее, даже в таком размытом виде они достаточно очевидны. Так, продолжение границы Адриа-Эгейского и Аравийско-Иранского сегментов прослеживается по западному краю Малого Кавказа и севернее отделяет горную часть Большого Кавказа от его северо-западной периклинали и Черноморской впадины. Продолжение границы Аравийско-Иранского и Памиро-Гималайского сегментов соответствует западному краю горного Тянь-Шаня.

## 1.2. Активные разломы Памиро-Гималайского сегмента

Наиболее широкий пояс активных нарушений охватывает Центральную Азию к северу от Гималаев. Разломы группируются в крупные зоны, простирающиеся вдоль горных хребтов и разделяющие менее нарушенные области, нередко образующие обширные межгорные впадины.

Вдоль Южного Тибета в широтном направлении протягивается кулисный ряд разломов северо-западного простирания, связывающий юго-восточное окончание Памиро-Каракорумского сдвига с крупными правыми сдвигами Красной реки и восточного обрамления Памиро-Гималайского сегмента. По разлому Джяринг-Ко, расположенному в центре этого ряда северо-западнее г.Лхасы, скорость позднечетвертичного сдвига предположительно оценена в 10–20 мм/год [Armijo, Tapponnier, 1989]. Восточнее, по разлому Бенг-Ко, более полные данные позволяют определить скорость голоценового сдвига в 10 мм/год [Armijo et al., 1986; Armijo, Tapponnier, 1989; Molnar, Deng Qidong, 1984]. Примерно такая же скорость голоценового сдвига, 10–15 мм/год, установлена по кулисно подставляющему разлому Джяли. Наконец, на востоке ряда выявлены правые сбросо-сдвиговые подвижки по Пограничному разлому гор Кангшан, причем геодезически измеренная скорость сдвига – 5 мм/год, а вертикальной составляющей – 9 мм/год [Allen et al., 1984; Atlas..., 1989].

Юго-восточным продолжением южнотибетского кулисного ряда разломов является разлом Красной реки, протягивающийся из Юньнана во Вьетнам [Allen et al., 1984; Atlas..., 1989; Макаров и др., 1988]. Установленные за разные временные интервалы скорости сдвига – 2–8 мм/год. По геодезическим данным скорость сдвига определена в 10–11 мм/год при скорости вертикальной составляющей движения – 0,75 мм/год. Вторым продолжением того же кулисного ряда являются субмеридиональные правые сдвиги Юго-Западного Юньнана и Северной Бирмы, кулисно подставляющиеся на юге крупнейшим меридиональным правым сдвигом Сагайн в тылу северной части Бирма-Андаманской дуги. Ее активный западный фронт обозначен надвигом Индо-Бирманского хребта [Armijo, Tapponnier, 1989; Ni et al., 1989].

Между южнотибетским кулисным рядом разломов и надвигами южного склона Гималаев описано несколько активных грабенов и сбросов субмеридионального и северо-восточного простираний [Armijo et al., 1986; Armijo, Tapponnier, 1989]. Крупнейшей такой структурой является зона Ядонг-Гулу, представляющая собой левый кулисный ряд меридиональных грабенов и полуграбенов. Скорости позднечетвертичных вертикальных смещений по

отдельным разломам составляют 0,4–1,6 мм/год, достигая 5 мм/год на севере зоны. В северной части зоны два грабена соединены простирающимися на северо-восток левыми сбросо-сдвигами коридора Дамксунг со скоростями сдвиговых перемещений 4–6 мм/год. Среди других структур подобного типа отметим грабен Кунг-Ко северо-западнее Эвереста со скоростями позднеплейстоцен-голоценовых вертикальных движений до 3 мм/год.

Вдоль северного фланга Тибета и Цайдама протягиваются левые сдвиги. Крупнейшим из них является Алтынтагский (Алтунский) разлом протяженностью свыше 2000 км [Atlas..., 1989]. В его центральной части скорость позднечетвертичного сдвига равна 9–10 мм/год, а с начала неоплейстоцена – около 6 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984]. Юго-восточнее оз. Лобнор определены следующие значения скоростей: 3,2 мм/год за голоцен, 5,6–7 мм/год за голоцен и поздний плейстоцен, 8,8 мм/год со среднего плейстоцена и 9,4 мм/год с начала неоплейстоцена. На востоке разлома, восточнее г. Юймыня, скорость с начала неоплейстоцена составляет 7 мм/год, но геодезические наблюдения за 1910–1975 гг. выявили крип со скоростью лишь 2 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Возможно, это различие связано с реализацией подавляющей части суммарного перемещения подвижками при сильных землетрясениях, которые в восточной части разлома с 1910 г. отсутствовали. Между Цайдамом и Тибетом на 1100 км протягивается левый сдвиг Ксидатан-Маку (Арнимакинг). В его центральной части определения средней скорости движений колеблются в интервале 1–10 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

На восточном обрамлении Тибета и Цайдама разломы с существенно левосдвиговым смещением приобретают юго-восточное, а на юге, в Северном Юньнани, даже меридиональное направление. Так, от восточной части Алтынтагской зоны на юго-восток ответвляется Чангма-Килианский разлом [Atlas..., 1989]. В его северо-западной части скорость голоценового сдвига – не менее 3,6 мм/год, тогда как скорость коррелируемого с ним взброса юго-западного крыла составляет лишь 0,15–0,25 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Юго-восточнее средняя скорость сдвига определена в 4 мм/год за 1609–1954 гг., 6,5 мм/год за последние 1890 лет (при скорости вертикальной составляющей движений 1,4 мм/год) и 4,5 мм/год за последние 12760 лет (при скорости вертикальной составляющей 1 мм/год). Таким образом, отношение сдвиговой и вертикальной компонент – 4,5–4,7/1.

На востоке Чангма-Килианский разлом кулисно подставляется с юга разломом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг) – левым сдвигом с подчиненной компонентой воздымания южного крыла. Средняя скорость сдвига за последние 2,4 млн лет – 1,3 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Atlas..., 1989]. Зону Арнимакинг оперяет с юга разлом Куньлунского перевала юго-восточного простираения. По нему происходило левосдвиговое перемещение с подчиненной сбросовой компонентой (поднято северо-восточное крыло) [Kidd, Molnar, 1988]. Средняя скорость сдвига близка к 1 мм/год, хотя голоценовые перемещения, возможно, происходили быстрее.

Южнее находится зона разлома Ксианшухе, протягивающегося на юго-восток на 800 км. На его северо-западном отрезке (разлом Ганзи-Юшу) суммированием сейсмических моментов землетрясений определена средняя скорость левосдвиговых перемещений – 5–9 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Наиболее изучен центральный сегмент зоны – собственно разлом Ксианшухе, круто наклоненный на северо-восток [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Atlas..., 1989; Allen et al., 1991]. В его северо-западной части скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен уменьшается к юго-востоку от 15 до 2,5–3 мм/год. Скорость сдвига за голоцен – 10–20 мм/год при соотношении сдвиговой и вертикальной составляющих движения 3–5/1. На одном из участков скорость сдвига за последние 2850 лет определена в 17 мм/год. Вместе с тем, скорость современного сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений – 5–6 мм/год, а измеренная

геодезически – 6–7,9 мм/год. На юго-восточном окончании зона Ксианшухе отклоняется к югу и переходит в меридиональный левый сдвиг Аннинг. Скорость сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений, чуть меньше 2 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Разлом Аннинг затухает к югу, но от него ответвляется на юго-восток левый сдвиг Земухе, переходящий на юге в две меридиональные ветви разлома Ксиаоджианг. Суммированием сейсмических моментов скорость сдвига по разлому Земухе и западной ветви разлома Ксиаоджианг определена в 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. По этой ветви определены левосдвиговые смещения на 13 м за 2520–2880 лет и 8 м за 1237–1407 лет, что дает скорость сдвига 5–6 мм/год [Allen et al., 1991].

Сочетание левых сдвигов на северных флангах Тибета и Цайдама с правыми сдвигами южной части Тибета свидетельствует о продольном удлинении заключенного между ними региона. Поскольку он ограничен с запада движущимся на север (и, соответственно, расширяющимся в широтном сечении) Пенджабским синтаксисом, а также из-за угловатых очертаний Тибета и Цайдама, такое продольное удлинение (выдавливание) могло происходить только к востоку. На крайнем востоке, за Ассамским северным выступом Гималаев, направление движения выдавливаемых масс становится юго-восточным и даже юго-юго-восточным. Иным выражением того же процесса было формирование сбросов и грабенов к югу от кулисного ряда южнотибетских правых сдвигов. Оно происходило в условиях поперечного сжатия и укорочения Гималаев и Южного Тибета и свидетельствует об их раздавливании и удлинении в восточном направлении. Показательно, что интенсивность грабенообразования возрастает к востоку и достигает наибольшего выражения в зоне Ядонг-Гулу на востоке Тибета. Средняя скорость суммарного субмеридионального укорочения Тибета, выраженного описанными смещениями, оценивается в 13 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988].

Севернее Памиро-Пенджабского синтаксиса, в Тянь-Шане, преобладают надвиги и взбросы, продольные к определяющим строение горной системы хребтам и межгорным впадинам [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Их пересекают в северо-западном направлении разломы с преимущественно правосдвиговыми смещениями, среди которых крупнейшим является Таласо-Ферганский разлом. Он вертикален или местами круто наклонен на юго-запад, и правосдвиговая компонента смещений в 10–30 раз превосходит взбросовую [Буртман и др., 1987; Трифонов, Макаров, Скобелев, 1990; Trifonov et al., 1992].

На 400-километровом участке разлома между его юго-восточным окончанием и северо-западным склоном Таласского хребта, где амплитуда сдвига резко падает, выделяются сегменты разлома с разными величинами и скоростями сдвиговых перемещений. В 80-километровом южном сегменте I скорость позднеголоценового сдвига – около 5 мм/год, а в следующем II сегменте длиной 30 км она возрастает до 7 мм/год. В III сегменте (длина 36 км) преобладают относительно крупные смещения водотоков, заложившихся в раннем и среднем плейстоцене и проявления голоценовых подвижек редки. Тем не менее, обнаружена молодая терраса, датированное смещение которой дает скорость сдвига 11–13 мм/год. В IV сегменте (длина 25 км) позднеголоценовые смещения вновь широко представлены. Скорость сдвига – не менее 8–10 мм/год. На большей части V сегмента (длина 60 км) разлом следует вдоль русла р.Карасу, из-за чего выявленные молодые смещения единичны. Они появляются на перевале Кокбель, где характеризуются теми же амплитудами, что и коррелируемые с ними по возрасту смещения в верховьях рек Чаткал и Атойнок наиболее протяженного (180 км) VI сегмента. Там по данным В.С.Буртмана и его соавторов [1987] определена скорость позднеголоценового сдвига до 14–16 мм/год.

Выявленному возрастанию скорости голоценового сдвига к северо-западу соответствует увеличение суммарных амплитуд подзднеплейстоцен-голоценовых смещений от 250–265 м в



I сегменте и 350 м во II сегменте до 700–800 м в IV и V сегментах. В более сглаженном виде подобное возрастание фиксируется изменением между I и V сегментами от 10 до 12 км суммарного сдвигового смещения за четвертичное время [Trifonov et al., 1992].

Солдатсайский (Западно-Джунгарский) разлом северо-западного простирания ограничивает с запада Джунгарский Алатау. Скорость четвертичных сдвиговых перемещений по нему, возможно, превышает 1 мм/год. Джунгарский разлом северо-западного простирания ограничивает Джунгарский Алатау с северо-востока. В северо-западной части разлом наклонен под углами 75–85° ЮЗ и, подобно Таласо-Ферганскому, характеризуется многократным, в 8–10 раз, преобладанием правосдвиговых смещений над взбросовыми. Скорость голоценового и позднеплейстоцен-голоценового сдвига составляет 3–5 мм/год [Трифонов, 1983]. К этой величине близка средняя скорость четвертичного сдвига [Войтович, 1969]. Скорость современного вертикального перемещения геодезически определена в 8,4 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985].

Рисунок продольных активных разломов западнее и восточнее Таласо-Ферганского разлома различен. К западу от него продольные разломы простираются широтно в Южном (Туркестано-Зеравшанском) Тянь-Шане, а севернее ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении и обрамляют Ферганскую впадину. К югу от нее выделяется Южно-Наукатский разлом, наклоненный под углом 30° Ю, со скоростью позднечетвертичного надвигания около 5 мм/год. Среди многочисленных активных разломов, описанных К.Е.Абдрахматовым [1990] северо-западнее Ферганской впадины, отметим Южно-Атойнокский, Северо-Каркуджурский и Чаткальский (Пскемский). Все они наклонены на северо-запад, два первых – под углом около 30°, а последний – 60–80°. Средние скорости надвигания с конца плиоцена оцениваются в 3 мм/год по Южно-Атойнокскому и 0,8 мм/год по Северо-Каркуджурскому разломам. По Чаткальскому разлому скорость голоценового и четвертичного взброса, вероятно, близка к 0,5 мм/год.

Восточнее Таласо-Ферганского разлома активные нарушения концентрируются в нескольких зонах широтного и восток-северо-восточного простирания. Вдоль южного фланга Тянь-Шаня протягивается зона надвигов и взбросов Кепинг с поднятыми северными крыльями. Суммированием сейсмических моментов землетрясений скорость поперечного укорочения зоны определена в 18 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984].

Данные о более северных активных зонах систематизировал К.Е.Абдрахматов [1990]. Им выделена Нарын-Сонкульская зона, расширяющаяся на запад с приближением к Таласо-Ферганского разлому. На ее южном фланге находится Западно-Акшийракский разлом, наклон которого на юг варьирует от 10–15° до 80–90°. Скорость надвигания со среднего плейстоцена 2–3 мм/год. По Нарынскому взбросу на северном фланге зоны скорость движений с конца плейстоцена, вероятно, составляет около 2 мм/год, а по более восточному Северо-Джумгольскому надвигу, наклоненному на север под углами 25–30°, – до 3 мм/год. На востоке зоны по Эки-Нарынскому разлому (угол падения 30° на С) скорость голоценового надвигания – 2 мм/год. Вместе с тем, по другим разломам этой зоны взброс или надвиг сочетаются с превосходящим правым сдвигом. По данным К.Е.Абдрахматова и И.Н.Лемзина [Абдрахматов, 1990], по Южно-Сонкульскому разлому скорость позднечетвертичного сдвига – 1–3 мм/год при скорости взбросовой компоненты 0,1–0,5 мм/год, а по Северо-Нарынскому взбросо-сдвигу, они равны, соответственно, 1,5 и 0,15–0,2 мм/год. Восточнее, в китайской части Тянь-Шаня, суммарное субмеридиональное укорочение, вызываемое подвижками по активным разломам его южных зон, оценивается на западе территории в 7–11 мм/год и на востоке – 1,6–2 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], хотя суммирование сейсмических моментов землетрясений на востоке Южного Тянь-Шаня дало современное поперечное укорочение в 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

Среди более северных зон отметим Северо-Сусамырский взброс со скоростью подъема северного крыла 0,5–0,8 мм/год с конца плейстоцена и Фронтальный Терсейский разлом на юго-восточном борту Иссыкульской впадины, наклоненный под углами 30–60° ЮВ. По нему скорость правого сдвига с конца плейстоцена оценивается в 1–1,5 мм/год при скорости подъема южного крыла до 0,3 мм/год. На северном фланге Тянь-Шаня по Чонкурчакскому надвигу (угол наклона – около 30° Ю) скорость голоценового надвигания определена в 0,3 мм/год, а по надвигу Иссык-Ата (углы наклона 20–50° Ю) – 0,5–0,7 мм/год, хотя геодезические измерения за 1973–1983 гг. дали скорость поперечного укорочения 3,6–10,9 мм/год. По Кеминскому взбросу на северном склоне Кунгей-Алатау средняя скорость позднечетвертичного вертикального смещения оценивается в 1,5 мм/год при левосдвиговой компоненте до 0,5 мм/год. Современная скорость вертикальных движений, определенная геодезически, уменьшается от центральной части разлома на восток от 8,5 до 2,5 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985]. По Северо-Аксуйскому разлому запад-северо-западного простирания (наклонен под углами 40–70° СВ) на южном склоне Кунгей-Алатау скорость позднечетвертичного взброса – 0,35–0,4 мм/год при правосдвиговой компоненте 0,15 мм/год. По Заилийскому и Алмаатинскому взбросам на северном склоне Заилийского Алатау средние скорости перемещений с конца плиоцена могут быть оценены величинами 0,5–0,8 и 0,25–0,4 мм/год [Малахов, 1987], а скорости современных движений определены геодезически, соответственно, в 8,7 и 5,8 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985].

В юго-западных предгорьях Джунгарского Алатау по Алтынэмельскому разлому северо-восточного простирания скорость голоценового левого сдвига, превосходящего взбросовую компоненту перемещений, оценена в 0,5–0,7 мм/год [Трифонов, 1983]. Средняя скорость суммарного плиоцен-четвертичного взброса определена в 0,3–0,6 мм/год, а современного вертикального движения – в 0,4–0,6 мм/год [Курскеев, Тимуш, 1987]. По расположенному севернее Кокшеельскому взбросу при средней скорости четвертичного перемещения не более 0,7 мм/год [Курскеев, Тимуш, 1987] геодезически измерена скорость до 7,3 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985].

Восточнее, собственно в Джунгарском Алатау, продольные к горным хребтам разломы определяются как очень крутые взбросы, изредка с правосдвиговой компонентой смещений. По Лепсинскому взбросу на северном фланге горной системы геодезически измеренная скорость вертикальных движений возрастает с востока к центру от 8 до 10 мм/год. По Северному и Южному Колпаковским разломам, ограничивающим с двух сторон одноименный рамп [Диденко-Кислицина, 1966; Трифонов, 1983], определены скорости как правосдвиговой, так и вертикальной составляющих голоценового перемещения. Первые составляют 0,5–0,6 и 0,2–0,4 мм/год, а вторые – 0,1–0,2 и 0,4–1 мм/год, соответственно. По Саркандскому разлому скорость суммарного четвертичного взброса равна 0,7–1,7 мм/год при геодезически измеренной современной скорости вертикальных движений в 8 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985]. По Южно-Джунгарскому разлому, круто наклоненному на север, средняя скорость суммарного неоген-четвертичного перемещения оценивается в 0,25–0,3 мм/год [Курскеев, Тимуш, 1987], а скорость современного движения определена геодезически в 7,3 мм/год [Карта современных вертикальных движений..., 1985].

При существенных и не находящихся пока исчерпывающего объяснения различиях между геологически определенными и геодезически измеренными скоростями вертикальных движений в Северо-Восточном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау мы посчитали первые более представительными для позднечетвертичного времени. Суммируя скорости этих перемещений по отдельным разломам, мы определили скорость поперечного горизонтального укорочения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, которая в

разных сечениях составила от 1 до 2,5 мм/год. В китайской части этого региона скорость суммарного позднечетвертичного поперечного укорочения оценена в 1–3 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], хотя суммирование сейсмических моментов землетрясений дало 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

Итак, перед фронтом Памиро-Пенджабского синтаксиса протягиваются в субширотном направлении взбросы и надвиги Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, сочетающиеся с Таласо-Ферганским, Джунгарским и другими правыми сдвигами северо-западного простирания. В совокупности набор структурных элементов обрамлений синтаксиса отражает субмеридиональное горизонтальное укорочение территории, вызванное движением горных масс синтаксиса к северу. Изменения скоростей позднечетвертичного сдвига вдоль Таласо-Ферганского разлома иллюстрируют взаимосвязь отдельных зон нарушений. Скорости возрастают к северу с того места, где к разлому причленяется Нарын-Сонкульская зона взбросов и надвигов, и резко уменьшаются на Таласском хребте, где от разлома отчленяются на юго-запад взбросы и надвиги северо-западного фронта Тянь-Шаня. В сочетании с последними Таласо-Ферганский разлом образует подобие дуги, параллельной синтаксису, и эта дуга может рассматриваться как результат распространения структуры синтаксиса к северу [Трифонов, Макаров, Скобелев, 1990].

Восточнее, в западной части Монголии, направление правых сдвигов становится северо-северо-западным и с ними сопрягаются субширотные левые сдвиги. К числу крупнейших правых сдвигов относится Эртайский разлом, протягивающийся вдоль западных склонов Монгольского Алтая [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Shi Jianbang et al., 1984; Atlas..., 1989]. По установленным голоценовым, позднеплейстоцен-голоценовым и плиоцен-четвертичным смещениям скорость сдвига оценивается от 4 до 18 мм/год, тогда как геодзически измеренная скорость современных сдвиговых перемещений составляет от 4 до 12 мм/год в разных частях разлома. Кобдинский разлом протягивается вдоль Монгольского Алтая на 900 км, разделяясь в северной части на несколько ветвей. Одна из них, Шапшальская, сопряжена с грабеном Телецкого озера. В центральной и северной частях разлом наклонен под углами 60–80° ЮЗ. Повсеместно выявлены правосдвиговые смещения [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. По смещениям за голоцен – конец плейстоцена и за неоплейстоцен скорость сдвига определена в 4–5 мм/год. Вертикальная составляющая смещения многократно уступает сдвиговой. По субмеридиональному разлому Бидж, оперяющему с севера южный сегмент Кобдинского разлома, скорость голоценового сдвига составляет 2–2,5 мм/год, втрое превосходя вертикальную компоненту движений.

Среди субширотных левых сдвигов Монголии наиболее мощны и протяженны Гоби-Алтайская и Хангайская (с оперяющими ее Цэцэрлэгским и Ахирулинским разломами северо-восточного простирания) зоны. Гоби-Алтайская зона разломов состоит из трех эшелонированно расположенных сегментов – западного, короткого центрального и восточного, образующих в сочетании левый кулисный ряд. По 270-километровому восточному Долиноозерскому сегменту скорость сдвига определена в 6–7 мм/год за голоцен и 8–9 мм/год за позднечетвертичное время. Вертикальная компонента движений (поднято южное крыло) уступает сдвиговой в 10–30 раз. В 350-километровом западном сегменте следы позднеголоценовой активизации отсутствуют, но сходные с Долиноозерским сегментом амплитуды голоценовых и позднечетвертичных смещений позволяют предполагать, что в течение всего голоцена и позднего плейстоцена западный сегмент был не менее активен.

Хангайский разлом в Северной Монголии прослежен на 485 км и, возможно, продолжается на восток еще на десятки километров до верховий р. Селенга. Средняя скорость позднеголоценового левого сдвига, подсчитанная суммированием подвижек при

датированных палеоземлетрясениях, – 10 мм/год [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. Чуть меньше, до 8 мм/год, оказывается средняя скорость голоценового сдвига. Скорость голоценовых перемещений по сопряженному 75-километровому Хан-Хухийнскому правому взбросо-сдвигу, отходящему от Хангайского разлома на юго-восток, – 0,5–0,7 мм/год. По Ахирулинскому разлому выявлены следы молодых подвижек как с левосдвиговой, так и с вертикальной составляющими. По Цэцэрлэгскому разлому также выявлены следы левосдвиговых перемещений с переменной, но неизменно меньшей вертикальной составляющей. Скорость сдвига, вероятно, достигает нескольких миллиметров в год [Хилько и др., 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. Обычно поднято северо-западное крыло.

От восточной части Цэцэрлэгского разлома отходит на север ряд меридиональных сбросов, крупнейшие из которых обрамляют с запада рифтогенный грабен оз.Хубсугул. Средняя скорость четвертичных перемещений по ним возрастает с юга на север от 0,4–1 до 1–2 мм/год. На севере сбросы сопряжены с Байкало-Мондинской и дополняющей ее Тункинской зонами субширотных левых сбросо-сдвигов [Шерман и др., 1973; Лукина, 1988<sub>a</sub>]. Средняя скорость плиоцен-четвертичного левого сдвига по Байкало-Мондинскому разлому оценивается в 1,5–2 мм/год при скорости вертикальной компоненты перемещения 0,3 мм/год. Скорость позднечетвертичного левого сдвига по дугообразной Тункинской зоне достигает на широтных ее участках 4,5 мм/год, превосходя скорость вертикальной компоненты. О глубинности обеих зон свидетельствуют мантийные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  [Ломоносов, Пампура, 1978] и четвертичный базальтовый вулканизм [Рассказов, 1993].

Субширотные левые сдвиги Западного Китая, Монголии и Прибайкалья, как и сопряженные с левыми сдвигами Монголии правые сдвиги Монгольского Алтая, свидетельствуют о северо-восточном направлении поперечного горизонтального сжатия и укорочения территории. Это изменение направления сжатия и укорочения по сравнению с Памиро-Пенджабским синтаксисом и его северным обрамлением происходит на границе Восточного Тянь-Шаня и Монгольского Алтая. Оно же фиксируется в изменении кинематики активных разломов Алтая и Саян.

На Алтае сочетаются субширотные надвиги, среди которых лучше других документированы нарушения Курайско-Чуйской зоны [Бондаренко, 1976; Рогожин и др., 1998], субмеридиональные грабены типа Телецкого и Сумультинского [Дергунов, 1972] и правые взбросо-сдвиги северо-западного простирания [Лукина, 1988<sub>a</sub>]. Ориентировка разломов отражает условия субмеридионального горизонтального сжатия и укорочения региона. В Саянах широкое распространение приобретают левые сдвиги [Гросвальд, 1965; Шерман и др., 1973], преобладающее простирание которых изменяется с запада на восток от восток-северо-восточного до почти широтного. Это свидетельствует об изменении направления наибольшего горизонтального сжатия и укорочения на северо-восточное [Лукина, 1988<sub>a</sub>].

Итак, в Гималайско-Центральноазиатском сечении Альпийско-Гималайский орогенический пояс и приуроченная к нему система активных разломов имеют ширину до 3000 км и характеризуются северо-восточным направлением наибольшего сжатия и укорочения структур. Стиль активной тектоники изменяется с юга на север от складчато-разломного к разломно-блоковому. В том же направлении уменьшаются скорости перемещений по разломам и связанная с ними интенсивность поперечного укорочения. При этом северный фланг пояса обычно не имеет столь четких структурных ограничений, как южный. Все это лишнее раз убеждает в том, что источником деформации пояса является северо-восточный дрейф Индийской плиты, который приводит к нарушениям в более северных зонах пояса с помощью механизма «бульдозинга». В пределах Памиро-

Пенджабского синтаксиса и к северу от него, в Тянь-Шане, направление наибольшего сжатия и укорочения из-за особенностей геометрии Индийской плиты локально трансформируется в субмеридиональное.

### **1.3. Активные разломы Аравийско-Иранского сегмента**

В активной тектонике Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса отмечается ряд черт, общих с Памиро-Гималайским сегментом. Это, прежде всего, отмеченные выше направления смещений на обрамлениях Аравийской плиты – по Левантской и Восточно-Анатолийской зонам, тождественным Чаманской и Дарваз-Алайской, и на восточном отрезке Северо-Анатолийской зоны, по Главному современному разлому Загроса и его южному продолжению, сходным с Памиро-Каракорумским разломом. Много общего также в активной тектонике Загроса и южных склонов и предгорий Гималаев. Вместе с тем, наблюдаются и отличия [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Trifonov, Karakhanian et al., 1996]. Одно из них состоит в том, что обрамляющие Аравийскую плиту Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны пересекаются вблизи с. Карлиова и продолжаются соответственно на северо-восток и северо-запад. В месте пересечения они испытывают характерные ветвления и изгибы, свидетельствующие о продолжительных взаимных смещениях зон в ходе многократно повторявшихся сдвиговых подвижек [Trifonov et al., 1993].

От места пересечения Северо-Анатолийская зона следует на северо-запад и затем на запад более, чем на 1000 км вдоль всей Анатолии и состоит из ряда разломов, нередко расположенных эшелонированно друг относительно друга. От зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками правосдвиговых смещений [Bingol, 1989; Sengor, Yilmaz, 1981; Barka, 1992; Saroglu et al., 1992]. Вдоль самой зоны описаны многочисленные примеры позднечетвертичных правых смещений речных и овражных долин и других молодых форм рельефа на десятки и сотни метров; при этом вертикальная компонента смещений переменна и существенно уступает сдвиговой, а местами отсутствует [Allen, 1975; Barka, 1992; Saroglu, 1988; Tatar, 1975; Trifonov et al., 1993; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Wallace, 1968].

Средняя скорость сдвига с конца плиоцена оценивается по смещениям крупных речных долин в 18–20 мм/год на востоке зоны и 13 мм/год в ее центральной части [Трифонов, 1999]. К этому близки данные А.Кираци [Kiratzi, 1993], рассчитавшей скорость движения по тензорам сейсмических моментов современных землетрясений: она уменьшается с востока на запад от 27 до 16 мм/год. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разломов, определенная в 90-х годах техникой GPS, – 26 мм/год [Reilinger, Barka, 1997]. Позднейшие измерения и расчеты [McClusky et al., 2000] показали, что скорость накопления деформации составляет примерно 24 мм/год, будучи рассредоточена в полосе шириной до 100 км. Из этой величины собственно на зону сдвига приходится около 20 мм/год, а в ее центральной части – не более 15 мм/год, что совпадает с приведенными выше геологическими оценками. Накапливаемая деформация местами и частично реализуется крипом, а в большей мере снимается импульсными подвижками при сильных землетрясениях.

Восточно-Анатолийская зона севернее пересечения с Северо-Анатолийской представлена двумя ветвями. Западная ветвь, выделяемая некоторыми исследователями [Saroglu et al., 1992] как Северо-Восточная Анатолийская зона, образована эшелонированно расположенными разломами юго-восточных бортов Чатской и Эрзрумской впадин, разломом Думлу и разломами возле с. Нарман и г. Олту. Вдоль них отмечаются признаки позднечетвертичных взбросовых подвижек, а по разлому Думлу обнаружены левосдвиговые смещения молодых форм рельефа, многократно превосходящие взбросовую составляющую.

Разломы прослеживаются до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляются Казбек-Цхинвальским новейшим разломом, описанным Е.Е.Милановским [1968].

Главная восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны простирается сначала параллельно западной, а северо-восточнее все более отклоняется к востоку. Плоскость разлома круто ( $50-60^\circ$ ) наклонена на северо-запад. Признаки левосдвиговых подвижек отмечены в разных частях описываемой ветви, но наиболее выразительны на ее северо-восточном окончании, где их скорость оценивается в 4–5 мм/год. Именно эта ветвь сочленяется на северо-востоке с упоминавшимся Памбак-Севанским правым взбросо-сдвигом, образуя вместе с ним и продолжающимися его на юго-восток Ханарасарским и Акеринским правыми сдвигами Северо-Армянскую дугу активных разломов, у которых почти везде взброшены северные крылья, а сдвиговая составляющая перемещений, близкая к 5 мм/год, многократно превосходит взбросовую.

В описанную внешнюю дугу вложена вторая, внутренняя, дуга активных разломов, более круто изогнутая и касающаяся внешней дуги в ее вершине. Внутренняя дуга представлена Ахурянским разломом северо-восточного простирания и Гарнийской зоной разломов северо-западного простирания [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. Интерпретация детальных космических снимков турецкой части Ахурянского разлома дает основание предполагать левосдвиговые смещения мелких речных и овражных долин. На вертикальные смещения указывает грабенообразное строение зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища.

Гарнийская зона состоит из нескольких сегментов северо-западного и северо-северо-западного простираний, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее предыдущего. Окончания сегментов соединены более короткими разрывами, простирающимися также на северо-запад, но более широтно, чем сами сегменты. Короткие разрывы и окончания сегментов образуют своеобразные ромбовидные структуры [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994].

Голоценовые и позднеплейстоцен-голоценовые смещения вдоль северного, Алаварского, сегмента длиной 60 км дают скорость сдвига 2 мм/год. Одновозрастная вертикальная компонента смещений (поднятие северо-восточного крыла) уступает сдвиговой в 10–15 раз. К северо-западу она возрастает, и ее отношение к сдвиговой составляющей голоценовых смещений достигает  $1/2-1/4$ . Следующий к юго-востоку 60-километровый Мармарик-Азатский сегмент характеризуется скоростью послесреднеплейстоценового сдвига также в 2 мм/год. Он более, чем в 10 раз превосходит вертикальную компоненту движений. Такие же скорости и соотношения компонент перемещений установлены в более южном 50-километровом сегменте разлома, протягивающемся от с.Гелайсор до с.Арени. Юго-восточнее Гарни-Алаварская зона, по-видимому, разветвляется. Одно из предполагаемых продолжений прослеживается на космических снимках на 80 км к юго-востоку до берега р.Аракс южнее г.Нахичевань, где смыкается с Араксской зоной разломов северо-восточного простирания. Другое продолжение, восток-юго-восточное, по данным А.С.Караханяна [Karakhanian et al., 2001], достигает на востоке Ханарасарского разлома.

Араксская зона в сочетании с активными разломами Талышских гор образует Талышскую дугу меньших, чем Северо-Армянская, размеров, также выпуклую на север. Разломы Талышских гор имеют в плане форму Z-образного пучка, в центре которого разломы сближены и простираются почти меридионально вдоль Каспийского побережья, а на севере и юге отклоняются на северо-запад и юго-восток, постепенно удаляясь один от другого. На севере разломы пучка образуют фронт дуги и сопрягаются с Араксской зоной, а на юге сочленяются с активными разломами Западного Эльбурса. Вдоль разломов Талыша выявлены молодые взбросовые смещения [Verberian, 1976, 1977], возможно, с правосдвиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья.

Араксская зона молодых нарушений представляет собой часть Пальмиро-Апшеронского линеамента, отдельные сегменты которого испытали позднечетвертичную активизацию. Один из них – Центрально-Пальмирский разлом, примыкающий на юго-западе к активным сжатым складкам и взбросам района г. Дамаска, оперяющим Левантскую зону разломов. Признаки средне- и позднечетвертичных подвижек отмечены и вдоль некоторых соскладчатых взбросов и надвигов Пальмирид, а также вдоль грабенных и сбросов, оперяющих Центрально-Пальмирский разлом [Трифонов и др., 1991]. Араксский сегмент Пальмиро-Апшеронского линеамента, образующий северо-западный фланг Талышской дуги, на земной поверхности выражен сравнительно непротяженными уступами террас и склонов долины р. Аракс. Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Косвенно она подтверждается левыми сбросо-сдвиговыми сейсмогенными подвижками на юго-западном продолжении Араксского разлома при Салмасском землетрясении 1930 г. Эти подвижки произошли по небольшому разрыву, сопряженному с главным сейсмогенным разрывом, приуроченным к Северо-Анатолийской зоне разломов и характеризовавшимся правыми сбросо-сдвиговыми смещениями [Tchalenko et al., 1974].

Севернее Северо-Армянской и Талышской дуг активные разломы образуют северный фронт Аджаро-Триалетии и особенно многочисленны в южных предгорьях и на южном склоне Большого Кавказа [Trifonov, Karakhanian et al., 1996]. С.И. Кулошвили, обобщивший данные о таких разломах на территории Грузии, отмечает вдоль них молодые надвиговые и взбросовые смещения. Преобладание надвигов и взбросов характерно, по данным М.Л. Коппа и В.Г. Трифонова, и для территории Азербайджана. С надвигами и взбросами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффектно проявленные на востоке Аджинурской складчатой зоны. Здесь на крутом южном крыле Карамарьянской антиклинали скорость относительного вертикального перемещения поверхности позднеплейстоценовой террасы достигает 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Судя по изменению глубины вреза древнего ирригационного канала, движения продолжались и в историческое время [Трифонов, 1983].

Большинство активных надвигов и взбросов южного склона и южных предгорий Большого Кавказа простираются на запад-северо-запад параллельно оси горного сооружения. Но по некоторым разломам, отклоняющимся на северо-запад от этого направления, обнаружены молодые правосдвиговые смещения. Они наглядно представлены в зоне Сальян-Ленгибизского (Аджичайского) правого взбросо-сдвига на южном склоне Юго-Восточного Кавказа, средняя скорость движений по которому с конца плейстоцена достигает 1 мм/год. Правые взбросо-сдвиги южного склона продолжаются на юго-восток в акваторию Южного Каспия. Направления молодых смещений по разломам южного склона и южных предгорий Большого Кавказа отражают условия субмеридионального или северо-северо-восточного горизонтального сжатия и укорочения. Этому не противоречит появление непротяженных левых сдвигов северо-восточного простирания на продолжении Пальмиро-Апшеронского линеамента и сбросов север-северо-восточной ориентировки в Южном Дагестане. Примером последних является Каflan-Калинский сброс, скорость позднеплейстоценовых движений по которому достигает 1 мм/год.

Главный надвиг (в новейшей структуре взброс) отделяет южный склон от собственно Большого Кавказа. На его северных склонах и предгорьях скорости позднечетвертичных движений меньше, чем в зоне южного склона, но преобладают активные нарушения тех же двух главных направлений: во-первых, широтного и запад-северо-западного и, во-вторых, северо-западного. Первое направление в Дагестане представлено серией взбросов, наклоненных на юг, реже на север. В Чечне к нему относится Черногорская флексура, которой, по-видимому, соответствует под мощным осадочным чехлом разлом консолидированного основания. На западе флексура кулисно подставляется

Владикавказским и расположенным южнее Балтинским разломами, с которыми сопряжены асимметричные антиклинали с крутыми южными крыльями [Милановский, 1968]. Изменения высот террас конца позднего плейстоцена указывают на скорости перемещений в 1–2 мм/год. Меньшие скорости движений характеризуют подобные разломы и флексуры на Центральном Кавказе.

Северо-западное структурное направление чаще представлено глубинными зонами активных нарушений, выраженными на поверхности лишь косвенными признаками. Таковы тектонические нарушения Каспийского побережья между г.Махачкала и г.Дербент, Гудермесская и Назранская зоны разломов в Чечне, Лысогорская флексура и Нальчикская (Армавир-Невинномысская) зона разломов на Центральном Кавказе [Милановский и др., 1989]. Особенности поля напряжений, восстановленного по ориентировке молодых трещин в зонах разломов, позволяют предполагать вдоль них, наряду с вертикальной, правосдвиговую составляющую движений [Парфенов и др., 1991; Расцветаев, 1989]. Северо-Западный Кавказ имеет сходные особенности смещений по разломам. Существенным дополнением там являются сбросы и левые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания, фиксируемые лучше всего в деформациях морских террас [Лукина, 1983; Островский и др., 1977].

Активная тектоника Центрального Ирана и Эльбурса определяется подвижками по разломам, простирающимся, во-первых, на восток или восток-северо-восток и, во-вторых, на север или север-северо-запад. На севере региона преобладают субширотные активные нарушения. Они широко представлены в Эльбурсе и на обоих его склонах, где характеризуются взбросовыми смещениями [Berberian, 1976, 1977]. Однако при Рудбарском землетрясении 20 июня 1990 г. с магнитудой 7,2 по продольному разлому Эльбурса произошла подвижка до 1 м с преобладающей левосдвиговой компонентой смещения, а определение механизма очага показало почти чистый левый сдвиг [Berberian et al., 1992]. Это побудило нас провести в 1996 г. дополнительное изучение субширотных активных разломов южных предгорий Эльбурса. В результате был выделен эшелонированный ряд нарушений, которые, наряду со взбросовой, имеют существенную и местами преобладающую левосдвиговую компоненту смещений [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996; Трифонов, 1999].

На западе указанного ряда находится кулисно построенная Ипакская зона разломов протяженностью около 100 км. Выявлены молодые левосдвиговые смещения, существенно превосходящие взбросовую компоненту. Смещение конуса выноса начала позднего плейстоцена позволяет оценить скорость сдвига в 0,5–1,5 мм/год. По Северо-Тегеранскому разлому очевидны четвертичные и местами позднечетвертичные взбросовые и надвиговые смещения [Tchalenko, 1975; Berberian, 1976, 1977]. Однако на северном краю Тегерана возле Университета Шахид Бехешти по омоложенному сегменту разлома можно предполагать левое смещение на 100–200 м долины р.Дараке. Северо-Тегеранский разлом примыкает на востоке к разлому Моша, который протягивается на 175 км в восток-юго-восточном направлении. Обычно поднято (вброшено и изредка надвинуто) его северное крыло. Вместе с тем, многочисленны признаки левосдвиговых перемещений. Скорость голоценового сдвига – не менее 2–2,5 мм/год, а суммарная средняя скорость взбросо-сдвиговых перемещений – более 3 мм/год.

Возможным восточным продолжением описанной системы левых взбросо-сдвигов является активный разлом восток-северо-восточного простирания, по которому Н.Уэллман [Wellman, 1966], назвавший его Шахрудским, отдешифровал на аэрофотоснимках левые смещения водотоков. Такой же характер смещений установлен по Даште-Байазскому разлому на востоке Ирана [Tchalenko, Ambraseys, 1970; Tchalenko, Berberian, 1975].

Более сложный характер молодых смещений выявлен вдоль расположенного между Шахрудским и Даште-Байазским разломами 700-километрового Большекевирского



(Дорунехского) разлома. Он образует пологую выпуклую на север дугу, которая в более протяженной западной части простирается на восток-северо-восток, а в восточной части – на восток-юго-восток. От вершины дуги на восток-северо-восток ответвляется 100-километровый разлом Асадабад с признаками надвигания и левосдвиговой компонентой движений. А.С.Караханян, обследовавший зону Дорунехского разлома в 1998 г., обнаружил в его западной части убедительные признаки молодых левосдвиговых смещений, которые восточнее ответвления Асадабадского разлома сменяются правосдвиговыми. По существу, соотношение между сегментами с разным направлением сдвига такое же, как между Восточно-Анатолийским и Памбак-Севанским разломами в Северо-Армянской дуге, и также отражает субмеридиональное укорочение, которое, возможно, связано в данном случае с северным дрейфом Лутского массива, обусловленным воздействием Оманского малого синтаксиса.

Разломы второй, субмеридиональной, системы обрамляют с запада и востока Лутскую впадину. На западном обрамлении это разломы Кух-Бенан, Равар, Найбенд и Калмард. Их простирания изменяются от северо-северо-западного и меридионального на юге до северо-северо-восточного на севере. Независимо от изменения простираний по разломам везде имеют место правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, которые сопровождаются сбросовой или, чаще, взбросовой составляющей [Berberian, 1976, 1977; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Wellman, 1966]. Правосдвиговые смещения выявлены и в зоне меридионального разлома Джаббар, пересекающего восточную часть Даште-Байазского разлома. На восточном обрамлении Лутской впадины отмечены молодые вертикальные смещения.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам Центрального Ирана указывает на северо-восточное направление максимального укорочения земной коры [Mohajer-Ashjai et al., 1975], что совпадает с направлением сжатия в очагах большинства сильных землетрясений региона [McKenzie, 1978; Nowroozi, 1972]. Активные разломы распределены неравномерно, ограничивая более или менее крупные блоки. Однако наличие таких блоков не искажает существенно однообразия динамической картины, сходной с той, что реконструирована выше для территории Центральной Азии к северу от Тибета.

В Северном Иране динамическая обстановка разрывообразования иная: северный дрейф Лутского массива привел к образованию новейшей структурной дуги Аладаг-Биналуда и в целом Туркмено-Хорасанских гор. По продольным разломам дуги зафиксированы молодые взбросовые и надвиговые смещения. С севера дуга ограничена зоной Главного Копетдагского разлома, по которому выявлены многочисленные правосдвиговые смещения, в 2–8 раз превосходящие взбросо-надвиговую компоненту движений [Трифонов, 1976, 1983]. Между городами Казанджик и Ашхабад они распределены по двум ветвям разлома, наклоненным под углами 40–60° ЮЗ. Суммарная скорость сдвига в обоих ветвях достигает 2 мм/год. На непротяженных участках юго-восточнее с.Искандер и южнее с.Келята зона Главного Копетдагского разлома резко изгибается, простирается на восток-северо-восток и обнаруживает признаки молодых надвиговых перемещений. Возле с.Пароу к разлому с юго-запада причленяются сопряженные с ним активные левые сдвиги. В районе г.Бахардена, западнее с.Багир и в районе г.Ашхабада от зоны Главного разлома отходят на юго-восток оперяющие ее Гермабская, Асельминская и Харварская правосдвиговые зоны.

Наиболее сложное сочетание разнонаправленных активных нарушений выявлено юго-восточнее Ашхабада. Здесь есть субширотные надвиги, с которыми иногда связаны молодые складчатые деформации [Горелов и др., 1968], северо-западного направления правые и северо-восточного – левые сдвиги и даже небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и северо-северо-восточного простираний [Копп и др., 1964].

Если на всем охарактеризованном протяжении зоны Главного Копетдагского разлома подвижки по разнонаправленным активным нарушениям указывают на единое примерно меридиональное направление горизонтального сжатия и укорочения, то в области низких предгорий Восточного Копетдага, как и в Западном Копетдаге, ориентировка разломов и смещения по ним свидетельствуют о большем разнообразии динамических условий. Возможно, это связано с наложением на региональную систему активных разломов локальных систем, обусловленных развитием складок.

В Западном Копетдаге зона Главного разлома продолжается до Малого Балхана и далее, деградируя, до северо-восточного склона хребта Большой Балхан. Вместе с тем, она кулисно подставляется с юга Исак-Челекенской зоной молодых разрывов [Расцветаев, 1972], вдоль которой выявлены правосдвиговые и уступающие им в 3–4 раза вертикальные смещения. Исак-Челекенская зона продолжается на северо-запад зоной разломов Апшеронского порога, которая на Большом Кавказе кулисно подставляется эшелонированно построенной зоной Главного взброса.

В восточной части Аравийско-Кавказского сегмента непосредственно к западу от Памиро-Пенджабского синтаксиса доминирующую роль играют субширотные активные зоны. Одной из них является Сурхоб-Илякская зона кулисно расположенных правых сдвиго-надвигов на северо-западном краю Памира [Трифонов, 1983]. Она простирается вдоль Вахшского и продолжающего его на юго-запад Илякского новейших надвигов, но не вполне совпадает с ними, возможно, представляя собой поверхностное выражение более глубинного и, как правило, более крутопадающего тектонического нарушения. О его относительной глубинности свидетельствуют повышенный тепловой поток и газогидрохимические аномалии в зоне разлома [Лукина и др., 1991].

В восточной части зоны наиболее изучен Сурхобский надвиг, по которому многолетними геодезическими наблюдениями выявлены систематическое, хотя и переменное по величине воздымание южного крыла со скоростями до 15 мм/год, а также сближение крыльев со скоростью около 20 мм/год [Pevnev et al., 1975; Кучай и др., 1978]. Вместе с тем, повторные светодальномерные наблюдения на большей базе обнаружили смещение репера в северо-восточной части Вахшского хребта на юго-запад со скоростью 20 мм/год, т.е. продольное растяжение и выжимание в юго-западном направлении Внешней зоны Памира относительно как Северного Памира и Дарваза, так и Южного Тянь-Шаня [Певнев и др., 1978].

На более юго-западном отрезке Сурхоб-Илякской зоны, возле устья р.Оби-Гарм, скорость геодезически измеренного современного надвигания составляет примерно 10 мм/год, а общая амплитуда надвигания за 1–3 млн лет достигает 15 км, что дает его скорость 5–15 мм/год [Никонов, 1988]. Там же по одной из ветвей зоны зафиксирован позднечетвертичный правый сдвиг [Леглер, Пржиялговская, 1979]. Юго-западнее, в районе перевала Зардолю и возле г.Яван, отчетливо регистрируется правосдвиговая составляющая смещений, многократно превосходящая взбросовую. Скорость позднечетвертичного сдвига достигает 1,5–3 мм/год [Трифонов, 1983]. Западные сегменты Сурхоб-Илякской зоны сочетаются со взбросами юго-западного и меридионального простираний, протягивающимися вдоль складок Афгано-Таджикской депрессии [Никонов, 1970]. Вдоль одного из таких разломов на северо-западном борту р.Сурхандарьи позднечетвертичные левосдвиговые смещения многократно превосходят взбросовую составляющую [Трифонов, 1983].

К югу от Афгано-Таджикской депрессии структурную позицию, подобную Сурхоб-Илякской зоне, занимают Чормак-Андарабская и Гератская зоны разломов с признаками молодых правосдвиговых и взбросовых подвижек [Wellman, 1966; Tarronnier et al., 1981]. От Гератской зоны отклоняется на юго-запад ряд более мелких позднечетвертичных нарушений; по некоторым из них, наряду со взбросовой, можно предполагать левосдвиговую составляющую смещений.

Перечисленные активные разломы Афгано-Таджикской депрессии и Афганистана в совокупности отражают условия северо-западного горизонтального укорочения, чем отличаются от соседних активных структур Ирана. Граница между этими двумя геодинамическими провинциями Аравийско-Кавказского сегмента, по-видимому, приходится на восточное структурное обрамление Лутской впадины.

Севернее Альпийско-Гималайского горного пояса, на Туранской плите, активные разломы, как правило, малоамплитудны и невыразительны. От Мангышлака почти до р.Амударьи (г.Куны-Ургенч) протягивается фрагментарно активизированная в позднечетвертичное время зона Центрально-Устюртского разлома запад-северо-западного простирания длиной в 450 км [Никонов, Шолохов, 1995; Nikonov, Sholokhov, 1996]. В западной части разлома обнаружены правые смещения четвертичных сухих долин, причем крупные долины смещены на большее расстояние (1–1,2 км), чем мелкие (0,2–0,5 км); они сопровождаются геоморфологически выраженным подъемом южного крыла до нескольких метров. К югу от Центрально-Устюртской зоны признаки позднеплиоцен-четвертичных правых смещений эрозионной сети выявлены на юго-западном склоне Музбельской новейшей антиклинали, где скорость сдвига оценена А.А.Никоновым и В.В.Шолоховым не менее, чем в 1,6 мм/год.

Вблизи современного русла р.Амударьи Центрально-Устюртский разлом затухает и кулисно подставляется столь же крупным новейшим нарушением, протягивающимся на восток-юго-восток как северное ограничение Бухарской ступени фундамента Туранской плиты. В отличие от Центрально-Устюртского разлома, у него поднято северное крыло [Пинхасов, 1984], а данные о сдвиговых перемещениях противоречивы. Кулисное сочленение этих двух протяженных новейших разломных зон запад-северо-западного простирания представляет собой сложный тектонический узел. К югу от него отходит Амударьинский глубинный разлом юго-восточного простирания. Вдоль него протягивается Султансанджарский вал, образованный кулисно расположенными брахиантиклиналями, которые осложнены продольными разрывами с левосдвиговыми смещениями эрозионной сети амплитудой до 1 км. Это дало основание предполагать левый сдвиг и по основному глубинному разлому. В 1983 г. при крупном промышленном взрыве на Султансанджарском валу по разлому возникло геодезически зафиксированное левосдвиговое смещение амплитудой в несколько миллиметров [Гохберг и др., 1988].

Погребенная под молодыми наносами новейшая зона разломов выявлена и в самых низовьях Амударьи данными бурения и геофизических работ [Пинхасов, 1984]. Она отходит от упомянутой области кулисного сочленения на северо-запад и, заворачивая на север вдоль современного западного берега реки, достигает Арала. Подошва неоген-четвертичных отложений поднята в восточном крыле зоны на десятки метров. На ее северном продолжении, на дне Западного Арала и его северном побережье, А.А.Никонов и В.В.Шолохов выделяют Западно-Аральско-Иргизский и Джетыгаринский субмеридиональные разломы с признаками правосдвиговых и сбросовых смещений. Севернее Арала подняты их западные крылья.

В целом, ширина пояса интенсивного активного тектогенеза в Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса существенно меньше, чем в Памиро-Гималайском. Очевидно, это связано с существенно более слабым проявлением «бульдозинга», что, в свою очередь, вероятно, определяется меньшей линейной скоростью сближения взаимодействующих плит.

## Глава 2. Исходные данные для геодинамических расчетов

Параметры активных разломов, представленные в прилагаемом Каталоге и в общих чертах описанные в предыдущей главе, были взяты в качестве исходных данных для вычисления поля современной тектонической деформации региона. Все необходимые для расчетов параметры сведены в базу данных, которая включает: (1) номер и название разлома; (2) источник информации; (3) географические координаты точек разлома, достаточных, чтобы воспроизвести его линию в масштабе 1:500 000; (4) направление падения разлома; (5) угол падения поверхности разлома (минимальное *min*, наиболее вероятное *mp* и максимальное *max* значения); (6) знак компоненты сдвиговых смещений (правый или левый); (7) присутствие растягивающей компоненты; (8) тип вертикального перемещения по разлому (надвиго-взбросовый или сбросовый); (9) среднюю скорость сдвиговых перемещений, мм/год (*min*, *mp*, *max*); (10) среднюю скорость раздвигания поперек разлома, мм/год (*min*, *mp*, *max*); (11) среднюю скорость вертикальных смещений, мм/год (*min*, *mp*, *max*). Если какие-либо из параметров (4)–(11) варьировали вдоль разлома, он при расчетах разделялся на однородные участки.

В базу данных были включены все необходимые сведения об активных разломах (геометрия, амплитуды и скорости перемещений), полученные в ходе их изучения и сведенные в Каталоге. Считаю приятным долгом с благодарностью перечислить исследователей, внесших весомый вклад в изучение активных разломов региона: К.Е.Абдрахматова, Н.Н.Амбрасейса, А.А.Барка, М.Берберяна, Динг Гуою, Х.Хессами, А.С.Караханяна, С.И.Кулошвили, Н.В.Лукину, П.Молнара, Т.Наката, А.А.Никонова, Ф.Сароглу, В.П.Солоненко, П.Таппонье, а также К.Аллена, В.С.Буртмана, О.Емре, Денг Куидонга, Т.П.Иванову, С.Д.Хилько, М.Л.Коппа, А.И.Кожурина, И.Кускю, К.Г.Леви, В.И.Макарова, Е.Е.Милановского, С.И.Шермана, А.Сина, А.В.Тимуша и Р.С.Йетса.

Приводимые в Каталоге и главе 1 значения средних скоростей перемещений по разломам представляют собой суммарные величины криповых смещений и сейсмических подвижек и определялись главным образом геолого-геоморфологическими методами. Если эти сведения отсутствовали в Каталоге и не могли быть рассчитаны по приводимым значениям амплитуд перемещений за те или иные отрезки времени, мы оценивали их (как и углы наклона разломов) гипотетически в широком интервале возможных значений, используя неотектонические (до позднечетвертичных) и сейсмологические данные или аналогичные параметры сходных соседних разломов. Мы предпочли не использовать геодезические определения, не подтвержденные геологическими и (или) геоморфологическими данными, так как они иногда дают слишком высокие значения скоростей. Различия между минимальными и максимальными значениями параметров показывают точность и надежность их оценок.

Для вычисления компонент тензора сеймотектонической деформации (СТД) земной коры Альпийско-Гималайского орогена использован Каталог механизмов очагов землетрясений [Мострюков, Петров, 1994], данные о фокальных механизмах [Балакина и др., 1996] и некоторые сведения из Каталога механизмов очагов землетрясений Памира и прилегающих территорий, составленного О.В. Соболевой по данным ТИССС АН Таджикистана. В целом к анализу привлечено более 2000 землетрясений с магнитудами  $M \geq 5.0$ . Механизмы очагов землетрясений с магнитудами  $M \geq 5.8$  представлены на рис. 3. Магнитуды использованных при расчетах землетрясений были откорректированы в соответствии со «Специализированным каталогом землетрясений Северной Евразии...»

[1994], составленным в ИФЗ РАН под редакцией Н.В.Кондорской и В.И.Уломова и любезно предоставленным авторам В.И.Уловым.

В качестве исходных данных для более детального исследования полей СТД Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины, Памира и Северного Гиндукуша (район, ограниченный координатами  $36^{\circ}$ – $41^{\circ}$  с.ш. и  $67^{\circ}$ – $75^{\circ}$  в.д.) использован Каталог механизмов очагов землетрясений, составленный О.В.Соболевой на основании определений, полученных в ТИССС АН Таджикистана за 1955–1991 гг., и включающий 530 событий с магнитудами  $M \geq 4$  и сведения о параметрах долговременного сейсмического режима, любезно предоставленные нам Р.С.Михайловой [Ризниченко и др., 1982].

Еще более детальные исследования поля сеймотектонических деформаций земной коры были проведены в центральной и северной частях Афгано-Таджикской впадины, Гиссарской долине и ее горном обрамлении на площади, ограниченной координатами  $38^{\circ}$ – $39^{\circ}$  с.ш. и  $68^{\circ}30'$ – $70^{\circ}15'$  в.д. Для этого были использованы данные о механизмах очагов 1100 землетрясений, систематизированных О.В.Соболевой и обеспечивших достаточно высокую статистическую представительность материала: около 90 % от общего числа толчков с  $M=2.8$ – $5.0$ , возникших с 1955 по 1983 гг.

## Глава 3. Методика и результаты расчетов поля тензора скоростей современной тектонической деформации в земной коре по данным об активных разломах

### 3.1. Методика расчетов

Расчеты деформационных полей в земной коре по данным об активных разломах основаны на предпосылках о том, что смещения вдоль разломов не только представляют собой результат тектонической деформации, но и сами вносят вклад в величину этой деформации, в какой-то мере определяя ее характер.

Величина смещений вдоль активных разломов колеблется в широких пределах: от микроподвижек (ползучесть, крип) при непрерывной тектонической деформации до больших дискретных подвижек при сильных и катастрофических землетрясениях. В больших пространственно-временных объемах эти смещения можно формально рассматривать как процесс квазипластического деформирования (тектонического течения). В том случае, если эти объемы содержат большое количество фрагментов активных разломов, они могут рассматриваться как макрочастицы сплошной среды [Костров, 1975]. Для описания макроскопических параметров процесса деформирования используем тензор скорости деформаций. Процедура расчета параметров сводится к следующему. Все зарегистрированные активные разломы разделяются на элементарные фрагменты длиной  $L = 10\text{--}20$  км с постоянным простираем и падением. Краевые участки разломов, на которых амплитуда смещения затухает, не учитываются; длина таких участков выбрана равной 5% от общей длины разлома. Второй линейный размер фрагмента разлома – глубина его проникновения. Для коротких разломов (общая длина которых  $L < 50$  км) глубина  $L_3$  определяется из следующего корреляционного соотношения [Карта разломов..., 1978]:

$$\lg L_3 (\text{км}) = 0,75 \lg L - 0,07, \quad (1)$$

а для длинных разломов ( $L \geq 50$ ) принимается равной 15 км (средняя мощность верхней части коры, обычно совпадающей с сейсмогенерирующим слоем).

Для расчета параметров тензора скорости деформаций воспользуемся математическим аппаратом, разработанным для исследования СТД, т.е. деформаций, связанных с подвижками в очагах землетрясений [Костров, 1975; Ризниченко, 1985; Юнга, 1990; Соболева, 1988]. С этой целью введем величину  $M = |b| \times L_1 \times L_3$ , где  $b$  – абсолютная величина вектора подвижки в плоскости разлома;  $L_1 \times L_3$  – площадь фрагмента разлома. Назовем величину  $M$  геометрическим моментом.

Согласно Д.Н.Осокиной и В.Н.Фридману [1987], средняя величина подвижки ( $\bar{b}$ ) вдоль разлома пропорциональна величине сбрасываемых на разломе касательных напряжений ( $\Delta\tau$ ):

$$\bar{b} = \frac{1+K}{2\mu} \pi L \Delta\tau \quad (2)$$

где  $\mu$  – модуль сдвига и  $K$  – коэффициент, зависящий от типа двумерной задачи теории упругости о трещине сдвига. Поэтому  $M$  может рассматриваться как величина, с точностью до коэффициента, определяемого указанными в формуле величинами, пропорциональная моменту силы, сбрасываемому в некоторой области, окружающей разлом, в результате перемещений по его фрагменту протяженностью  $L$ . В этом смысле  $M$  аналогичен сейсмическому моменту землетрясения (см. главу 4).

Однако сейсмический момент землетрясения, как известно, характеризуется не только величиной, связанной с магнитудой землетрясения, но и ориентировкой плоскости разрыва или направлением сил сжатия и растяжения в очаге, т.е. его фокальным механизмом, иными

словами, представляет собой тензор [Костров, 1975]. Учитывая, что для каждого фрагмента разлома в базе данных содержатся сведения, позволяющие определить азимут простирания фрагмента и направление нормали к нему, т.е. параметры, аналогичные механизму очага землетрясения, можно полагать, что геометрический момент характеризуется не только величиной, но и ориентировкой, и в этом смысле, так же как сейсмический момент, является тензором. Для того, чтобы написать математическое выражение для тензора геометрического момента, введем две системы координат: локальную, связанную с фрагментом разлома, в которой две оси координат ориентированы в плоскости фрагмента вдоль вектора смещения ( $\bar{b}$ ) и перпендикулярно к нему, а третья – по нормали ( $N$ ) к плоскости фрагмента, и региональную, связанную с географическими координатами, где положительные направления осей – на восток ( $x$ ), на север ( $y$ ) и в зенит ( $z$ ).

Кривизной земной поверхности в пределах фрагмента можно пренебречь, поэтому географическая система координат считается декартовой. Компоненты тензора геометрического момента в географической системе координат можно записать следующим образом:

$$M_{lm} = M ( b_l N_m + N_l b_m ) \quad (3)$$

где  $b_l, N_l, b_m, N_m$  – направляющие косинусы векторов  $\bar{b}$  и  $\bar{N}$  локальной системы координат  $l, m = x, y, z$ . Величины  $M_{lm}$  рассчитываются для каждого фрагмента. По аналогии с методом расчета параметров деформационных полей, обусловленных сейсмичностью (более подробно метод изложен в главе 4), весь район исследования разделяется на элементарные окна вдоль географических меридианов и параллелей двумя способами: малые окна размерами  $1^\circ \times 1,25^\circ$  без перекрытия и большие окна размерами  $3^\circ \times 3,75^\circ$  с перекрытием на  $1^\circ$  и  $1,25^\circ$ , соответственно. Во втором случае деформационные поля представляют собой, естественно, существенно сглаженную картину. В пределах каждого окна вычисляется величина

$$\varepsilon_{lm} = \frac{1}{2V} \sum_n M_{lm}^{(n)} \quad (4)$$

где  $n=1, 2, \dots, k$  – количество фрагментов в пределах окна;  $V$  – площадь окна, умноженная на мощность исследуемого слоя (15 км). Поскольку в базе данных содержатся амплитуды смещений, которые приведены к значениям за весь поздний плейстоцен и голоцен, т.е. представляют собой скорости движений, данный тензор может рассматриваться как тензор приращения современной тектонической деформации за этот интервал времени.

Величина  $\varepsilon_{lm}$ , если следовать работе Б.В.Кострова [1975], представляет собой компоненты среднего тензора скорости деформаций, вызванной смещениями вдоль активных разломов. Используя общепринятую методику исследования тензора на собственные значения, в пределах каждого окна вычисляем величины главных значений ( $M_1, M_2, M_3$ ), их собственные векторы и коэффициент Лоде-Надаи, описывающий тип деформации. Кроме того, вычисляются ориентировки осей деформаций в горизонтальной плоскости способом определения так называемой обобщенно-плоской деформации земной коры (см. главу 4). Все вычисленные параметры относятся к центру окна и служат основой для построения карт деформационных полей, представленных на рисунках в виде направлений и изолиний величин максимального укорочения, максимального удлинения и промежуточной деформации, коэффициента Лоде-Надаи и направлений осей деформаций в горизонтальной плоскости.

### 3.2. Современная тектоническая деформация земной коры Альпийско-Гималайского пояса по данным об активных разломах

Направления и величины главных современных тектонических деформаций, рассчитанных по данным об активных разломах при минимальных, наиболее вероятных и максимальных значениях их параметров, представлены на рис. 4–12. Особенности их распределения сводятся к следующему.

Оси максимального укорочения  $M_3$  (см. рис. 4–6) субгоризонтальны практически во всем регионе и ориентированы главным образом в направлении север–юг. Это подтверждает идею о том, что главным источником современных деформаций в регионе является движение и давление Аравийской и Индийской плит. Отклонения от этой закономерности наблюдаются к востоку и западу от Аравийского и Пенджабского синтаксисов и вблизи северо-восточного фланга Индийской плиты, а наиболее значительны они в восточной части Тибета и на его восточном обрамлении, в Юньнани, Восточных Саянах, Кветте, Северной Анатолии и вблизи северной части Арала. Эти отклонения связаны с переориентировкой деформаций на флангах южных плит и особенностями их трансформации в локальных зонах. В редких случаях локальное укорочение  $M_3$  почти вертикально. Это обнаруживается в некоторых участках Тибета, около оз. Хубсугул в Северной Монголии, на востоке Арала, в районе Лута и на северном склоне Предкавказского передового прогиба.

Оси максимального удлинения  $M_1$  (см. рис. 7–9) зачастую простираются в направлении запад–восток и отклоняются от этого генерального направления в областях отклонений ориентировок  $M_3$ . Оси  $M_1$  субгоризонтальны на 60–70% территории. Субгоризонтальная ориентировка обеих осей ( $M_1$  и  $M_3$ ), указывающая на сдвиговую тектонику, преобладает по всему району. И это подтверждает ранее сделанный нами вывод о ведущей роли сдвигов, как наиболее энергетически экономного (по сравнению со сбросами и, тем более, взбросами и надвигами) способа тектонического перемещения континентальных коровых масс [Трифонов, 1991]. Вместе с тем, субвертикальная ориентировка оси  $M_1$  встречается чаще, чем оси  $M_3$ . Это характерно для областей интенсивного молодого надвигания и складкообразования: Гималаи, Западный и Восточный Тянь-Шань, значительная часть Саян, Белуджистан, Макран, Эльбурс, Кипрская дуга и частично Большой Кавказ. Интересно, что та же ситуация обнаружена в слабо деформированной Таримской платформе.

Обсуждая локальные вариации направлений осей наибольшего укорочения, наибольшего удлинения и главной промежуточной оси деформации  $M_2$  (см. рис. 10–12), следует иметь в виду, что восстанавливаемая картина определялась по геологически зафиксированным смещениям по разломам. Но эти движения зависят не только от исходного поля упругой деформации, но и от неоднородности геологической среды. Например, в условиях, когда в поле упругой деформации наибольшее укорочение субгоризонтально (допустим, субмеридионально), а удлинение вертикально, в однородной среде должен возникнуть субширотный надвиг. Но, если среда нарушена зоной разломов северо-западного простирания, возникшая упругая деформация снимется именно по этой ослабленной зоне правосдвиговым перемещением. Формально это будет означать, что наибольшее укорочение останется субмеридиональным, а наибольшее удлинение станет субширотным, поменявшись местами с промежуточной осью деформации.

Подобные локальные вариации поля скоростей деформации существенно уменьшаются при переходе от трехосного эллипсоида деформации к двuosному эллипсу, получаемому сечением эллипсоида горизонтальной плоскостью. Определенным приближением к этому является расчет обобщенно-плоской деформации, методика которого изложена в главе 4 применительно к сеймотектоническим задачам. Ее использование для анализа современной тектонической деформации по данным об активных разломах (рис. 13, 14) заметно сгладило пространственные вариации направлений укорочения и удлинения, показав, что в ряде



случаев они действительно отражают не столько изменения общей геодинамической обстановки разломообразования, сколько локальные геологические неоднородности.

Высокие значения скоростей  $M_3$  и  $M_1$  (см. рис. 4–9) характерны для широких зон вокруг Аравийской и Индийской плит, а также для восточного фланга Тибета и Северной Анатолии, причем наиболее высокие значения наблюдаются в северных фронтальных частях южных плит. Высокие значения скорости деформации обнаружены также в районе Красной реки, на северо-восточном и северо-западном флангах Цайдама, в Монгольском Алтае, вблизи пересечения Кипрской дуги с Левантийской зоной разломов и в центральной части Большого Кавказа. Таким образом, современные деформации концентрируются вдоль границ главных плит и наиболее активных Анатолийской и Тибетской малых плит, а также на границе Джунгарской и Монгольской микроплит. Эти зоны характеризуются высокой сейсмичностью, однако прямая корреляция между сейсмической активностью и скоростью деформации не обнаружена.

Общее поперечное укорочение верхней части земной коры в Альпийско-Гималайском поясе составляет  $3 \pm 1$  см/год в пределах Тянь-Шань-Памиро-Гималайского сегмента и  $2 \pm 1$  см/год в пределах Кавказско-Аравийского сегмента (принимая во внимание минимальные и максимальные величины скоростей). Это согласуется с изложенными в главе 1 представлениями о сегментации пояса и возрастании скорости деформаций к востоку. Последнее определяется вращательной компонентой движения южных (гондванских) плит с полюсами вращения, расположенными к западу от них, причем полюса вращения отдельных плит не совпадают, что обуславливает относительную автономность их движения, приводящую к сегментации пояса. Вывод о вращении гондванских плит как причине возрастания скоростей поперечного укорочения пояса в восточном направлении подтверждает аналогичные заключения, высказывавшиеся ранее на основе анализа новейших (позднекайнозойских) структур [Копп, 1997; Трифонов, 1999].

Из рис. 10–12 видно, что скорость деформации  $M_2$  достаточно мала, т.е. скорости деформаций  $M_3$  и  $M_1$  почти равны на большей части района. Это указывает на двухосную деформацию, соответствующую в терминах механики твердых тел деформации чистого сдвига (или сколу в терминах теории разрушения). Однако есть области, где разница в величинах скоростей укорочения и удлинения становится заметной. Единственной областью, где скорость  $M_3$  значительно меньше, чем скорость  $M_1$ , (при этом  $M_2$  отрицательна) является район Юньнана во фронтальной части Ассамского синтаксиса. Это может быть отнесено за счет резких вариаций деформационного поля в районе. На всех других площадях, где выявлены различия скоростей удлинения и укорочения, скорость  $M_3$  превышает скорость  $M_1$ . Наиболее значительные различия обнаружены во фронтальной части Пенджабского синтаксиса (Памир, Центральный Тянь-Шань и Таджикская депрессия) и во фронтальной части Ассамского синтаксиса Индийской плиты. Велико различие также в Гималаях, вблизи грабена Телецкого озера (Алтай) у северо-западного окончания Кобдинской правосдвиговой зоны, на северо-восточном крыле Главного современного разлома Загроса, в северной части Левантской зоны разломов и вблизи Северо-Армянской дуги активных разломов.

Превышение скорости  $M_3$  над  $M_1$  означает в этих районах наличие двухосного удлинения. Эти районы в Гималаях и во фронтальной части Индийской плиты являются зонами интенсивного современного тектонического расслоения литосферы и, в частности, земной коры. Загрос характеризуется плиоценовым и раннечетвертичным вулканизмом, а в Левантской зоне и вблизи Северо-Армянской дуги подобный вулканизм продолжался до позднего плейстоцена и голоцена. Таким образом, двухосное удлинение представляется благоприятствующим, а, возможно, и необходимым условием как для тектонического расслоения литосферы, так и для развития вулканизма в коллизионной области.

Региональные изменения соотношений между величинами скоростей деформации по ее главным осям иллюстрирует распределение коэффициента Лодэ-Надаи (рис. 15). На большей части региона (64,1 %), особенно в его центральноазиатской части, преобладает тип деформации, близкий к чистому сдвигу (от  $-0,3$  до  $0,3$ ). В области ее преобладания, естественно, попадают все крупные сдвиговые зоны. Остальную территорию (27,3 %) охватывают главным образом области состояния, близкого к одноосному укорочению (значения коэффициента  $0,3-1$ ), и лишь 8,1 % региона попадает в области состояния, близкого к одноосному удлинению ( $-0,3-1$ ). Последние локальны и, как правило, характеризуются относительно небольшими величинами деформации. К ним относятся часть Восточного Средиземноморья к северу от Кипрской дуги северо-западнее Кипра, юго-западный (платформенный) борт Месопотамского прогиба, Ладакх и отдельные участки Гималаев и Южного Тибета севернее Главного Центрального надвига, где развиты активные грабены. Тот же тип деформации установлен в Аральском море и в северных предгорьях Алтая и Западных Саян. Преимущественным укорочением отличаются складчато-надвиговые пояса Загроса и Гималаев. Сплошной пояс укорочения протягивается на юго-восток от Крыма через Кавказ до Северного Ирана. Здесь он достигает наибольшей ширины, продолжается в Северный Афганистан и оттуда на северо-восток через Афгано-Таджикскую депрессию, Северный Памир и Тянь-Шань до Алтая. Этот пояс соответствует характерно изогнутому северному флангу коллизионного орогена.

## **Глава 4. Методика и результаты расчетов поля сейсмотектонических деформаций на разных масштабных уровнях по данным о механизмах очагов коровых землетрясений**

### **4.1. Методика расчетов**

Исследованию деформаций земной коры и верхней мантии сейсмоактивных районов по данным о механизмах очагов землетрясений в настоящее время уделяется достаточно большое внимание. Широко известны работы Ю.В.Ризниченко [1985], О.И.Гущенко и др. [1990, 1991; Гущенко, Цветкова, 1986], О.В.Соболевой [1988], С.Л.Юнги [1990, 1996]. Усовершенствованный метод реконструкции напряженно-деформированного состояния и сейсмотектонической деформации предложен и обоснован в последние годы Ю.Л.Ребецким [1997, 1999, 2001]. Методические основы нашего исследования несколько иные. Оно проводилось по методу, предложенному Ю.В.Ризниченко (1977, 1985), который ввел понятие «сейсмическое течение горных масс» и разработал математический аппарат расчета параметров сейсмотектонических деформаций. Ю.В.Ризниченко понимал сейсмическое течение горных масс, как «часть общего сейсмотектонического движения крупных пространственно-временных областей земной коры и верхней мантии, связанную с остаточными смещениями в совокупности очагов землетрясений». При этом предполагалось, что упругие деформации, предшествующие землетрясению, и разрывные деформации в очагах самих землетрясений составляют как бы микроструктуру макроскопически квазинепрерывного сейсмического течения.

Физическое обоснование применимости модели сейсмического течения горных масс для описания деформаций макроскопических объемов земной коры с позиции механики сплошной среды содержится в работах Б.В.Кострова [1974, 1975]. Им определены условия, при которых возможен переход от деформации в точке к средней деформации квазиоднородного объема, иными словами, показана возможность использования тензора для описания процесса сейсмического течения. Отмечено, что само понятие «сплошная среда» зависит от масштаба и детальности исследования, а средняя деформация – от объема осреднения.

Напомним некоторые теоретические представления о кинематике очагов землетрясений, положенные в основу понятия о сейсмотектонических деформациях. Механика очага тектонического землетрясения описывает разрушение в очаге как скольжение крыльев разрыва по некоторой поверхности без отрывной компоненты. Поверхность, как правило, считается плоской. Как и любая модель природного явления, такое представление об очаге является упрощением реальности. Разрушение сплошности материала Земли может происходить, вообще говоря, и не по плоской поверхности; не исключено образование нескольких разрывов в одном акте землетрясения, а при значительной неоднородности реальных сред в момент их разрушения могут образовываться открытые трещины.

Однако, эти более тонкие эффекты требуют специального рассмотрения, здесь же мы будем исходить из упомянутой модели. В ее рамках для описания кинематики очага землетрясения используется понятие «тензор сейсмического момента» [Randall, 1971; Костров, 1974], которое считается наиболее адекватной характеристикой вклада каждого землетрясения в СГД. Тензор сейсмического момента включает в себя две характеристики очага землетрясения – его величину и ориентировку. Величина  $M_0$ , характеризующая остаточные смещения в очаге [Акі, 1966], выражается через параметры разрыва следующим образом:

$$M_0 = \mu S b \quad (5)$$

где  $\mu$  – модуль сдвига;  $S$  – площадь разрыва в очаге;  $b$  – средняя величина подвижки, и определяется при массовых измерениях из корреляционных связей величины сейсмического момента с магнитудой землетрясений [Ризниченко, 1977].

Ориентировка единичного тензора сейсмического момента задается механизмом очага землетрясения, т.е. ориентировкой в пространстве осей сжатия и растяжения в очаге. Тензор СТД некоторого объема  $V$ , согласно работе Б.В.Кострова [1975], равен сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в этом объеме за определенный интервал времени:

$$E_{lm} = E_{bn} = \frac{1}{2\mu V} \sum_{n=1}^N M_0^{(n)} \theta_{bn}^{(n)} \quad (6)$$

где  $l, m = x, y, z$  – географическая система координат (положительные направления осей – на восток, на север и в зенит соответственно),  $\mu$  – модуль сдвига,  $M_0^{(n)}$  – величина сейсмического момента  $n$ -ого землетрясения, вычисляемая из корреляционных зависимостей с магнитудой,  $\theta_{lm}^{(n)}$  – компоненты единичного тензора сейсмического момента  $n$ -ого землетрясения,  $N$  – число землетрясений в объеме  $V$ .

Компоненты единичного тензора сейсмического момента каждого землетрясения в географической системе координат вычисляются по данным об ориентировке осей напряжений максимальных сжатия и растяжения, снимаемых в очагах землетрясений [Ризниченко, 1977, 1985]. Чтобы оценить величину и характер деформирования среды за счет сейсмических событий, надо иметь данные о тензорах сейсмических моментов практически всех землетрясений, возникших в изучаемом районе за время наблюдения. Однако сведения о механизмах очагов землетрясений, как правило, не являются массовыми, а информация об абсолютной величине сейсмического момента имеется только через корреляционные зависимости  $M_0$  от магнитуды, в связи с чем результаты расчетов по приведенным выше формулам могут рассматриваться как оценочные. Если предположить, что имеющиеся данные о механизмах очагов землетрясений в достаточной степени характерны для района исследования, то для определения величины деформаций (или скорости деформирования) Ю.В.Ризниченко предложил использовать параметры долговременного сейсмического режима (угол наклона графика повторяемости, величину сейсмической активности и магнитуду максимально возможного землетрясения), причем эти величины должны быть вычислены для тех же объемов, что и сумма сейсмических моментов [Ризниченко, 1977, 1985].

При расчете параметров СТД большое значение имеет выбор квазигомогенного объема, в пределах которого суммируются сейсмические моменты землетрясений. Существуют разные способы выбора таких объемов [Костров, 1975; Ризниченко, 1977; Гущенко, 1979; Юнга, 1979; Ребецкий, 1999]. В нашей работе использовались самые общие критерии, а именно: объем, который мы принимали за физически малую «макроточку», должен иметь размеры, многократно превышающие размеры очагов и содержать большое их количество. При таком подходе обеспечивается необходимое сглаживание поля деформаций.

Процедура расчета поля тензора СТД сводилась к следующему. Весь район исследования подразделялся на одинаковые элементарные участки вдоль географических меридианов и параллелей. Размеры участков выбирались в зависимости от решаемой задачи. Шаг сканирования выбирался равным 0,5 или 0,3 линейного размера участка. В пределах каждого участка (ячейки) вычислялись компоненты тензоров сейсмических моментов индивидуальных землетрясений, после чего одноименные компоненты суммировались с весовым коэффициентом, равным величине сейсмического момента  $M_0$  по формуле (6).

Далее, для полученного среднего по объему  $V$  тензора вычислялись собственные значения и определялись ориентировки главных осей укорочения и удлинения и в некоторых случаях – простирание плоскостей максимальных сдвигов. Все расчеты были проведены по известным формулам механики твердых деформируемых тел [Филин, 1975]. Вычисленные величины относились к центрам выбранных участков. Тот факт, что при таком подходе компоненты тензора ячейки существенно зависят от соотношений магнитуд случившихся в ней землетрясений, имеет свои отрицательные и положительные стороны. С одной стороны, компоненты тензоров относительно слабых событий при этом подавляются. Но, с другой стороны, определяющими становятся компоненты тензоров сейсмического момента сильнейших землетрясений, что соответствует их реальному вкладу в СТД.

Результаты представлялись серией карт, на которых в центре каждого участка показана ориентировка осей максимального укорочения и максимального удлинения в виде линии или стрелки, соответствующей азимуту проекции оси на горизонтальную плоскость, или в виде траектории, представляющей собой систему кривых, касательных в каждой точке к направлениям осей главных деформаций. На других картах представлялись так называемые линии максимальных сдвигов [Jeager, Cook, 1971], соответствующие простиранию плоскостей максимальных сдвиговых деформаций. Чтобы отличить их от сдвигов в геологическом понимании, мы нередко пользовались для их обозначения не вполне корректными в таком применении терминами «скол» и «сколовая деформация». Эти линии представляют собой систему кривых, направления которых в каждой точке являются проекциями биссектрис углов между осями главных деформаций удлинения и укорочения.

Еще одним параметром – коэффициентом Лоде-Надаи – характеризовался тип деформации. Его величина вычислялась по формуле:

$$\mu_k = 2 \frac{E_2 - E_3}{E_1 - E_3} - 1 \quad (7)$$

где  $E_1$ ,  $E_2$  и  $E_3$  – максимальное удлинение, промежуточная деформация и максимальное укорочение, соответственно, причем  $E_1$  считается положительным, а  $E_3$  отрицательным. Каким бы ни был тип деформации, коэффициент Лоде-Надаи меняется от -1 при одноосном удлинении до +1 при одноосном укорочении и не имеет смысла лишь при равномерном всестороннем укорочении (или удлинении). В реальных геологических средах чаще всего возникает сложное деформированное состояние, девиаторная часть которого характеризуется дробными значениями коэффициента Лоде-Надаи. При этом можно говорить либо о преимущественном удлинении (удлинение по оси  $E_1$  сопровождается укорочением по осям  $E_2$  и  $E_3$ , и коэффициент Лоде-Надаи заключен в пределах от -0,3 до -1), либо о преимущественном укорочении (укорочение по оси  $E_3$  сопровождается удлинением по осям  $E_1$  и  $E_2$ , и коэффициент Лоде-Надаи заключен в пределах от 0,3 до 1), либо о преимущественной деформации чистого сдвига ( $|E_1| \sim |E_3| \gg |E_2|$ , при которой коэффициент Лоде-Надаи меняется от -0,3 до 0,3).

При построении карт ориентировок главных деформаций вводилась еще одна нормировка, что позволяло получить компоненты направляющего тензора, отнесенные к единице сейсмического момента и тем самым уравнивать между собой значимость каждого элементарного объема. Это достигалось делением компонент  $E_{lm}$  (формула б) на сумму величин сейсмических моментов землетрясений, попавших в соответствующий элементарный объем.

Упомянутый выше способ картирования ориентировок осей укорочения и удлинения в том случае, когда их азимуты различаются на  $180^\circ$ , не дает адекватного представления об истинных направлениях главных деформаций в пространстве. Поэтому в ряде случаев имеет смысл рассматривать обобщенно-плоскую деформацию, близкую к той, которую отобразило

бы сечение эллипсоида деформации горизонтальной плоскостью. Физическое обоснование возможности такого подхода к изучению СТД земной коры заключается в том, что горизонтальные размеры элементарных объемов осреднения сейсмических моментов землетрясений значительно превышают толщину земной коры, а рассчитываемые параметры не зависят от координаты  $Z$ . Такой подход к исследованию СТД достаточно успешно продемонстрирован в работах: [Юнга, 1990, 1996] и [Rebetsky, 1996; Ребецкий, 1999]. Математический аппарат для описания обобщенно-плоской деформации подробно изложен в книге В.В.Соколовского [1950]. В результате расчетов получены ориентировки осей деформаций максимального укорочения и минимального укорочения (относительного удлинения) в горизонтальной плоскости, представленные на картах в виде линий, отнесенных к центру ячейки.

#### **4.2. Сейсмотектоническая деформация земной коры Альпийско-Гималайского пояса**

Исследуемый регион, как отмечено выше, ограничен координатами  $30^{\circ}$ – $104^{\circ}$  в.д.,  $26^{\circ}$ – $46^{\circ}$  с.ш. (западнее  $64^{\circ}$  в.д.) и  $26^{\circ}$ – $56^{\circ}$  с.ш. (восточнее  $64^{\circ}$  в.д.). Прежде данные о механизмах очагов землетрясений региона или его крупных участков обобщали А.Новрузи [Nowroozi, 1972], Д.Маккензи [McKenzie, 1978], Е.И.Широкова [1985], Ю.В.Ризниченко, О.В.Соболева и О.А.Кучай [Ризниченко и др., 1982; Соболева, 1988], О.И.Гущенко и др. [1990, 1991], П.Н.Николаев [1992], С.Л.Юнга [1990, 1996], Л.М.Балакина и др. [1996] и другие авторы. Анализ и интерпретация результатов этих работ с целью выявления общих закономерностей СТД столь обширного региона могли бы стать предметом специального исследования, выходящего за рамки нашей работы.

Нами для определения поля СТД регион был разделен на элементарные ячейки вдоль географических параллелей и меридианов двумя способами: малые ячейки размером  $1^{\circ} \times 1,25^{\circ}$  без перекрытия и большие скользящие ячейки размером  $3^{\circ} \times 3,75^{\circ}$  с шагами  $1^{\circ}$  и  $1,25^{\circ}$ , соответственно. Во втором случае картина, естественно, получалась более сглаженной.

В каждой ячейке вычислялись следующие величины: ориентировки главных осей удлинения, укорочения и промежуточной деформации, коэффициент Лоде-Надаи и ориентировки осей наибольшего относительного удлинения и укорочения в горизонтальной плоскости. Из рис. 16 видно, что оси максимального укорочения в поле тензора СТД простираются, в основном, примерно в направлении север–юг, за исключением небольших участков, где они имеют другое направление, а в некоторых случаях становятся близвертикальными. Ориентировки осей максимального удлинения и промежуточной деформации (рис. 17) более разнообразны и изменяют не только азимут простираения, но и угол погружения. Коэффициент Лоде-Надаи (см. рис. 16) за небольшим исключением указывает на деформацию чистого сдвига, т.е. на приблизительное равенство укорочения и удлинения. На рис. 18 и 19 показаны ориентировки максимального укорочения  $EH_2$  и удлинения  $EH_1$  в горизонтальной плоскости. На первый взгляд поле деформаций выглядит несколько иным, более сложным, чем в объемном представлении, однако следует иметь в виду, что здесь величина  $EH_1$  не всегда соответствует величине  $C_1$  на рис. 17, а величина  $EH_2$  – величине  $C_3$  на рис. 16. В некоторых ячейках, в зависимости от ориентировки, величины и знака промежуточной деформации  $C_2$ , именно она становится наиболее характерной для обобщенно-плоской деформации и заменяет собой  $C_1$  или  $C_3$ .

#### **4.3. Сейсмотектоническая деформация земной коры Памира и сопредельных территорий**

Детальное исследование полей СТД проводилось на территории, ограниченной координатами  $36^{\circ}$ – $41^{\circ}$  с.ш. и  $67^{\circ}$ – $75^{\circ}$  в.д. и включающей геологические структуры южного

Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины, Памира и северного Гиндукуша. Район работ подразделялся на элементарные окна размером  $1^\circ \times 1^\circ$  с шагом в  $0,3^\circ$ . В пределах окна рассчитывались ориентировки максимальных деформаций укорочения и удлинения и простирание линий максимальных сдвигов (сколов). При расчетах учитывались параметры долговременного сейсмического режима [Ризниченко, 1977, 1985]. Поле деформаций представлено на рис. 20–22 траекториями главных деформаций и линиями простираний площадок максимальных сдвиговых (сколовых) деформаций.

Из рис. 20 видно, что максимальное укорочение в пределах всего района близгоризонтально и почти повсеместно ориентировано либо субмеридионально, либо в направлении ЮВ–СЗ. Субмеридиональные ориентировки характерны для юго-восточной части района, включающей центральный и южный Памир и для северной части, включающей структуры южного Тянь-Шаня. Диагональные ориентировки ярко выражены в западной и центральной частях района: на территории Афгано-Таджикской впадины и северного Памира. При пересечении зоны субширотных разломов, ограничивающих с юга структуры Южного Тянь-Шаня, траектории максимального укорочения либо претерпевают изгиб, либо меняют направление. На территории Афганского Бадахшана выделяется небольшой участок с аномальной ориентировкой траекторий максимального укорочения в направлении ЮЗ–СВ. Этот участок характеризуется сочленением нескольких геологических разломов, что могло вызвать сложный характер деформаций.

Ориентировки максимального удлинения более разнообразны (см. рис. 21). Наблюдаются как субгоризонтальные направления траекторий (субширотные в Центральном и Южном Памире или диагональные – ЮЗ–СВ – в других местах), так и субвертикальные. Последние характерны для структур Южного Тянь-Шаня, Афганского Бадахшана и западной части Афгано-Таджикской впадины.

Поле линий максимальных сдвиговых деформаций (см. рис. 22) характеризуется двумя парами преимущественных направлений: субмеридиональные и субширотные наиболее четко выражены в центральной и северо-восточной частях района, а диагональные – в юго-восточной и северной. Сопоставляя поле линий максимальных сдвигов с сеткой геологических разломов, в ряде случаев можно отметить довольно хорошее их соответствие. Так, направление линий максимальных сдвигов совпадает с простиранием зоны Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов на всем ее протяжении, зоны Дарваз-Каракульского разлома – в ее меридиональной части на юге и широтной на севере. В то же время, в пределах Северного и Центрального Памира диагональное направление линий максимальных сдвиговых деформаций не соответствует широтному простиранию основных геологических разломов, но совпадает с простиранием зоны молодых разрывных нарушений. Все эти зоны совпадений были выделены ранее как сейсмогенные структуры первого порядка [Бабаев и др., 1976, Ачилов и др., 1985]. На территории Афгано-Таджикской впадины субмеридионально вытянутые линии максимальных сдвигов повторяют простирания разрывов более высоких порядков, которые также являются активными сейсмогенными структурами.

Отмеченные совпадения вряд ли являются случайными и по всей вероятности свидетельствуют о том, что активные геологические разломы зачастую совпадают с плоскостями максимальных сдвиговых (сколовых) деформаций в региональном (а может быть и в глобальном) поле тектонических деформаций, а сеймотектонические деформации в реальной геологической среде определяются не только глобальными тектоническими процессами, но и локальными особенностями этой среды, т.е. наличием или отсутствием геологических разломов, их простиранием и кинематическим типом, характером блоковой структуры и т.п. Иными словами, при удачном сочетании масштабов исследования полей

тектонических и сейсмотектонических деформаций может быть выявлена их достаточно тесная взаимосвязь.

Эти представления в какой-то мере подтверждаются решением обратной задачи: восстановлением направления смещения по геологическим разломам в поле тензора СТД, вычисленного по данным механизмов очагов землетрясений, возникших вблизи разлома. Процедура расчета сводится к преобразованию тензора СТД от системы координат, связанной с его главными осями, к локальной системе координат, заданной положением плоскости фрагмента разлома с известной морфологией. При этом одна ось координат локальной системы должна совпадать с нормалью к плоскости разлома, а две другие – лежать в плоскости разлома и соответствовать его простиранию и падению. Формулы такого преобразования одной системы координат в другую широко известны и здесь не приводятся. По компонентам тензора в локальной системе координат определялись направления горизонтального смещения крыльев фрагмента разлома, направления погружения его плоскости и характер деформации вкрест линии простирания (укорочение или удлинение). Полученная таким образом «сейсмотектоническая» кинематика разломов сопоставлялась с геолого-геоморфологическим данным.

На рис. 23 приведено схематическое изображение Дарваз-Алайской и Сурхоб-Илякской зон разломов, ограничены области возникновения землетрясений, по сумме тензоров сейсмических моментов которых оценивалась кинематика указанных зон, и приведены рассчитанные кинематические параметры. В большинстве случаев «сейсмотектоническая» кинематика разломов соответствует геолого-геоморфологическим данным. Так, сегменты Дарваз-Алайской зоны меридионального и северо-восточного простираний (участки 1–3) оказались левым сдвигом с переменной по направлению взбросовой компонентой, а восточная часть Сурхоб-Илякской зоны (участок 4) – сочетанием правого сдвига с умеренным надвиганием. Вместе с тем, не находит геологических подтверждений рассчитанный правый сдвиг на восточном, субширотном, отрезке Дарваз-Алайской зоны (участки 5 и 6), хотя сопровождающее его надвигание южного крыла геологически обосновано (см. главу 1). На Памире выявлен левый сдвиг вдоль скрытой зоны сейсмотектонических деформаций север-северо-восточного простирания (участок 7). Таким образом, рассмотренный подход к оценке кинематики активных разломов со значительной долей вероятности дает достоверный результат, и им можно пользоваться в тех случаях, когда прямые наблюдения смещений не проводились или ненадежны.

#### **4.4. Сейсмотектонические деформации земной коры Гиссарской долины и ее горного обрамления**

Еще более детальные исследования поля СТД земной коры выполнены на площади, ограниченной координатами  $38^{\circ}$ – $39^{\circ}$  с.ш. и  $68^{\circ}30'$ – $70^{\circ}15'$  в.д. Район включает центральную и северную части Афгано-Таджикской впадины, Гиссарскую долину и ее горное обрамление. Исследования проводились на региональном и локальных уровнях.

На региональном уровне был исследован характер деформирования всего района как целого макроскопического объема. Тензор деформаций был получен путем суммирования сейсмических моментов 34 землетрясений с  $M \geq 5$ . Как показано в работе О.В.Соболевой [1988], параметры его устойчивы в пространстве и времени, т.е. в пределах района исследований тензор описывает региональную деформацию. Характер этой деформации близок к чистому сдвигу (коэффициент Лоде-Надаи равен 0,17), т.е. совокупность подвижек в очагах землетрясений приводит к сокращению горизонтального размера сейсмоактивного слоя земной коры в пределах границ района в направлении ЮВ–СЗ ( $Az = 322^{\circ}$ ) и почти равноценному его утолщению с незначительным удлинением в направлении ЮЗ–СВ.



Величина сеймотектонической деформации вдоль главных осей имеет порядок  $0,1 \times 10^{-8}$ . Плоскости максимальных сдвигов (сколов) имеют крутое падение и простираются в направлениях ЮЗ–СВ и субширотном.

Локальные поля СТД рассчитаны для двух масштабных уровней. Поле первого масштабного уровня, характеризующее деформацию отдельных участков всего сейсмоактивного слоя, рассчитано по данным о землетрясениях с  $M=2.8-5.0$ , объемы суммирования тензоров сейсмических моментов равнялись  $30 \times 30 \times 30 \text{ км}^3$ . Поле второго уровня, характеризующее деформацию отдельных сейсмоактивных горизонтов мощностью 5 км каждый, рассчитано по данным о землетрясениях с  $M=2.8-3.5$ , объемы суммирования равнялись  $22 \times 22 \times 5 \text{ км}^3$ . В обоих случаях ячейки перекрывались на 0.5 линейного размера по широте и долготе.

Параметры деформационного поля первого масштабного уровня показаны на рис. 24. Здесь видно, что траектории максимального укорочения выдерживают субгоризонтальную ориентировку в направлении ЮВ–СЗ почти во всем районе, за исключением северо-восточной его части, где траектории как бы фокусируются. Траектории максимального удлинения ориентированы более разнообразно: они резко меняют свое направление в плане и, кроме того, меняют наклон от субгоризонтального до субвертикального. Линии максимальных сдвигов образуют сетку с четырьмя преимущественными направлениями.

При сопоставлении полученных полей СТД с геотектоническими особенностями района можно заметить следующее. Характер региональной деформации земной коры, по-видимому, определяется тем, что относительно мягкие и пластичные породы Таджикской депрессии, будучи зажатыми между жесткими блоками южного Тянь-Шаня с севера и Памира с юго-востока, как бы сокращаются в направлении движения Памира и вспучиваются, растекаясь при этом в направлении ЮЗ–СВ. Ориентировка плоскостей максимальных сдвигов (сколов) при региональных деформациях совпадает с простираем основных геологических разломов (Гиссаро-Кокшаальского и Илякско-Вахшского), которые в пределах района имеют субширотную и северо-восточную направленность.

На таком фоне региональных деформаций развивается сложная структура локальных полей, которые далеко не всегда удается однозначно интерпретировать, однако некоторые их особенности объяснить можно. Наиболее интересной особенностью локального поля является фокусировка траекторий максимального укорочения в северо-восточной части района. В пределах этого участка сочленяются геологические нарушения различного порядка. Здесь Гиссаро-Кокшаальский разлом резко сближается с Илякско-Вахшским, к которому с юга причленяются более мелкие Гулизинданский и Ионахшский разломы. Вдоль Илякско-Вахшского надвига, на западе пересекая его, протягивается Сурхоб-Илякская зона молодых нарушений, возможно, являющаяся более глубинным образованием. С севера к этому узлу примыкают мелкие разрывные нарушения, увеличивая его раздробленность.

По-видимому, сочетание разнонаправленных нарушений, различающихся глубиной наибольшей позднечетвертичной активности, и объясняет сложный характер траекторий. Тем не менее, несмотря на сильную раздробленность этого участка, направление линий максимальных сдвигов не является беспорядочным, а повторяет конфигурацию поверхностных линий разрывных нарушений. Такую же согласованность направлений линий максимальных сдвигов и простираем геологических нарушений можно заметить на всем протяжении Гулизинданского и Ионахшского разломов, на центральном участке Илякского разлома и на некоторых участках разрывных нарушений юго-западной части района. Интересно отметить, что Гиссаро-Кокшаальский разлом в поле максимальных сдвигов не прослеживается вовсе. Его влияние заметно сказывается лишь на форме траекторий

главных деформаций: при переходе через зону разлома они изменяют направление с диагонального на субмеридиональное или субширотное.

Параметры деформационных полей второго масштабного уровня показаны на рис. 25–27. Несмотря на некоторое сходство общего вида деформационных полей, их структура на разных глубинах достаточно сильно различается, причем с увеличением глубины они не становятся более однородными. Одни особенности проявляются только в некоторых интервалах глубин, другие – во всех. Так, отмеченная выше фокусировка траекторий главных деформаций вблизи зоны сочленения разломов наблюдается в той или иной степени во всех интервалах глубин (см. рис. 25), но характер ее с глубиной меняется и сама область фокусировки несколько смещается. В верхнем слое земной коры (от 0 до 4 км) появляется еще одна область фокусировки траекторий, расположенная в центральной части района. Эта аномалия исчезает в следующем слое и вновь появляется на глубинах 10–14 км. Траектории как бы стягиваются к линии Гулизинданского разлома, имеющего здесь в плане сложную S-образную форму.

Карты коэффициентов Лоде-Надаи (см. рис. 26) показывают, что соотношения между величинами главных деформаций еще более дифференцированы, чем их траектории, и изменяются даже в пределах областей с одинаковым направлением последних. Наиболее разнообразно площадное распределение коэффициентов в верхнем слое. С увеличением глубины картина становится более упорядоченной и однородные зоны как бы вытягиваются вдоль линий геологических разломов.

Поле линий максимальных сдвигов (см. рис. 26) также достаточно сложно, однако в его структуре на разных глубинах можно выделить как сходные, так и отличные черты. Предположение, что геологические разломы имеют или вертикальное, или довольно крутое падение позволило сопоставить поле линий максимальных сдвигов (сколов) на разных глубинах с простиранием поверхностных линий геологических разломов. Оказалось, что на разных глубинах в поле максимальных сдвигов проявляются различные участки разломов, и только на глубинах 15 км и более прослеживаются практически на всем протяжении Илякско-Вахшский и Гиссаро-Кокшаальский разломы и на значительной части – Ионахшский и Гулизинданский. Возможно, такие соответствия являются показателем современной активности различных участков разломов и свидетельствуют о неоднородности этого их параметра как вдоль простирания, так и на глубину. Различия же в характере деформационных полей на разных глубинах подтверждают тектоническую расслоенность литосферы, проявляющуюся не только в глубинных, но и в верхних слоях земной коры.

#### **4.5. Иерархия полей сейсмотектонической деформации**

Проанализируем деформационные поля, полученные при разной степени осреднения сейсмических моментов землетрясений, с точки зрения иерархических свойств среды, исходя при этом из следующих предпосылок. Характер деформирования реальной геологической среды определяется многими факторами, связанными с процессами различной природы. Одни из них региональны и действуют длительное время, другие локальны и кратковременны. Локальные условия накладываются на более общие процессы и, в принципе, могут им не всегда соответствовать. Взаимодействие таких разномасштабных факторов создает сложные иерархические структуры тектонических напряжений и связанных с ними деформаций [Николаев, 1978; Осокина, Цветкова, 1980].

Иерархия предполагает существование совокупности признаков, качественно характеризующих однородность поля. При этом поле оказывается однородным только при определенном масштабе рассмотрения, позволяющем выявить его интегральные характеристики, отбросив особенности меньшего порядка. При переходе же к более

детальному изучению значимость таких особенностей возрастает и поле может оказаться неоднородным. В свою очередь, в пределах этого поля присутствуют однородные участки, но уже с иными характерными размерами.

Различают два типа иерархии: «иерархию масштабов» и «иерархию уровней» [Мячкин и др., 1982]. Иерархия масштабов – это существование локальных полей, разобщенных в пространстве и возникающих в окрестности неоднородностей различного размера. Иерархия уровней – это совокупность одновременно существующих в одном и том же объеме как бы «вложенных» одно в другое полей различного размера.

Многочисленные натурные и модельные исследования свидетельствуют, что свойства иерархических систем присущи многим процессам, происходящим в геологической среде [Гзовский, 1975; Николаев, 1982; Осокина, 1986; Садовский и др., 1987]. Естественно полагать, что деформационные поля, возникающие в земной коре при землетрясениях (сейсмостектонические деформации), не являются исключением и также обладают этими свойствами. Эти достаточно общие положения хорошо иллюстрируются описанным выше характером полей СТД Памира, Афгано-Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня, полученным по землетрясениям разной величины и при различных масштабах осреднения.

Напомним, что региональное поле СТД по данным о наиболее сильных землетрясениях характеризуется здесь юго-восточной ориентировкой максимального укорочения и субширотным и северо-восток – юго-западным простиранием плоскостей максимальных сдвигов. Эти направления не только хорошо согласуются с геотектонической обстановкой в пределах региона, но и отражают генеральный структурный план всего Центрально-Азиатского орогенического пояса [Макаров и др., 1982]. Пространственная структура поля СТД представляет собой совокупность локальных полей, чьи характеристики зависят от масштаба осреднения. Естественно, что поле первого масштабного уровня более сглажено, чем поле второго уровня, которое обладает целым рядом особенностей, не проявляющихся при осреднении по большим объемам.

Однако, несмотря на различие разномасштабных полей, средние по площади ориентировки осей главных деформаций сходны между собой и близки к направлениям осей в региональном поле [Соболева, 1988]. Кроме того, есть характерные черты, проявляющиеся при любом масштабе осреднения. В частности, это ориентировка максимального укорочения в направлении ЮВ–СЗ, совпадающая с фоновым сжатием, соответствие линий максимальных сдвигов простиранию отдельных фрагментов геологических разломов и влияние геологических разломов на структуру поля траекторий главных деформаций.

Для того, чтобы понять причину стабильности некоторых параметров разномасштабных полей СТД, воспользуемся графиками дробной (фрактальной) размерности [Mandelbrot, 1982]. Смысл ее сводится к тому, что если каждому элементу с каким-либо характерным признаком на одном масштабном уровне соответствует определенное число (не обязательно целое) аналогичных элементов на другом уровне и зависимость числа элементов от их размера в двойном логарифмическом масштабе прямолинейна, то такая система обладает иерархическими свойствами. Классическими примерами таких систем в сейсмологии являются график повторяемости землетрясений и распределение сейсмичности по поверхности Земли [Садовский и др., 1984].

При анализе полей СТД разных масштабных уровней [Соболева, 1988] был построен график зависимости числа ячеек с одинаковой (в заданных пределах) ориентировкой осей главных деформаций от размера ячейки осреднения (рис. 28). Оказалось, что график остается прямолинейным в довольно большом диапазоне размеров (от 9x9 км<sup>2</sup> до 76x76 км<sup>2</sup>). Это означает, что каждой ячейке осреднения на определенном масштабном уровне соответствует одинаковое, в данном случае достаточно большое, число ячеек с такой же ориентировкой

осей на соседнем уровне. Как показал простой подсчет, в пределах таких ячеек каждый раз сосредоточивается от 70 до 90 % землетрясений.

Все вышеприведенные рассуждения показывают, что поля СТД образуют иерархическую пирамиду и, будучи очень сложными при малых объемах осреднения, сглаживаются и упрощаются по мере увеличения объемов. Средние характеристики локальных полей на всех масштабных уровнях отражают направленность региональных деформаций, которые, в свою очередь, согласуются с генеральным структурным планом всего Центрально-Азиатского орогенического пояса.

## Глава 5. Сопоставление результатов расчетов параметров современной геодинамики региона

Оси главного укорочения  $C_3$  в поле тензоров СТД простираются, в основном, примерно в направлении север–юг, т.е. согласуются с генеральным направлением осей  $M_3$  современной тектонической деформации. Однако наблюдаются существенные различия их ориентировок на восточном фланге Цайдама, в восточном Тянь-Шане, Восточных Саянах, южной части Каспийского моря и центральной части Черного моря. Ориентировки главного удлинения  $C_1$  и промежуточной оси  $C_2$  в поле СТД более разнообразны, чем ориентировки осей  $M_1$  и  $M_2$  в поле тектонической деформации. Эти различия возникают частично за счет недостатка данных и из-за ошибок в первичном материале, а частично за счет короткого периода инструментальных сейсмологических наблюдений по сравнению с периодом усреднения данных об активных разломах – поздним плейстоценом и голоценом. Кроме того, некоторые землетрясения связаны с вторичными небольшими разломами, которые не были идентифицированы и не принимались во внимание при расчете современной тектонической деформации.

Вместе с тем, выявляются и принципиальные различия между параметрами современной тектонической деформации и СТД региона, обусловленные, по меньшей мере, тремя обстоятельствами.

Во-первых, как отмечалось в главе 3, вариации восстанавливаемого нами поля современной тектонической деформации зависят не только от общего характера распределения упругой деформации в регионе, но и от неоднородности геологической среды. Поскольку неоднородность среды с глубиной убывает, можно думать, что подобные отклонения от идеального поля более присущи современной тектонической деформации, которая восстанавливалась по параметрам разломов, выявленным на земной поверхности, чем СТД, регистрирующей деформационное поле в недрах земной коры. Можно ожидать также, что изменения положения (а точнее, наименования) осей трехосной деформации не столь заметно отразятся на ориентировке эллипса деформации, получаемого сечением эллипсоида горизонтальной плоскостью, т.е. на направлениях относительного укорочения и удлинения в горизонтальной плоскости. Об ориентировке такого эллипса дает представление выполненный в работе расчет направлений осей обобщенно-плоской деформации. Сравнение направлений этих осей у современной тектонической и СТД показало, что они более сходны друг с другом, чем направления главных осей соответствующих трехосных эллипсоидов деформации.

Во-вторых, коровый сейсмогенезис – сложный процесс, и его характер зависит не только от относительного смещения плит и блоков земной коры, но и от других причин, в частности, от плотностных неоднородностей земной коры и изменений объема горных пород в связи с их вещественными преобразованиями (например, переходом оливина в серпентин). Указанные неоднородности и преобразования способны локально исказить региональное поле упругой деформации и явиться дополнительным энергетическим источником землетрясений [Иванова, Трифонов, 1993, 1998]. Эти локальные факторы действуют в наибольшей мере в направлении силы тяжести и потому сказываются прежде всего на вертикальной компоненте сейсмогенных подвижек.

Предпринятое нами исследование Северо-Анатолийской существенно правосдвиговой активной зоны показало, что сейсмогенные подвижки при современных и исторических землетрясениях, как правило, сохраняют преобладание правосдвиговых смещений, но при этом имеют большую вертикальную компоненту, чем суммарное четвертичное смещение по

этой зоне. В Эрзинджанском сегменте Северо-Анатолийской зоны суммарная сейсмогенная подвижка за последний сейсмический цикл оказалась даже больше той, которая следует из средней скорости четвертичных перемещений, причем эта прибавка обязана вертикальной компоненте движений, вероятно, обусловленной действием упомянутых локальных процессов [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994; Иванова, Трифонов, 1998].

В-третьих, активные разломы отражают на земной поверхности некий интегральный эффект разноглубинных деформаций земной коры, в который решающий вклад вносят деформации близповерхностных слоев. STD, рассчитываемая как эффект коровых землетрясений в том или ином участке земной коры без их разделений по глубинам, также является интегральной характеристикой, в которую более существенный вклад (по сравнению с разломами поверхности) вносят тектонические процессы в недрах земной коры. Исследования STD в районе Памира и Афгано-Таджикской депрессии, особенно детальные в ее северной части, показали различия STD на разных глубинах коры. И это обстоятельство, отражающее ее тектоническую расслоенность, также вносит вклад в различия сейсмотектонической и современной тектонической деформации, рассчитанной по данным об активных разломах.

Последнее обстоятельство делает особенно интересным сопоставление двух обсуждаемых источников данных о современных деформациях земной коры с третьим источником – данными повторных геодезических наблюдений. Они отражают деформацию земной поверхности и в этом смысле ближе к деформационному эффекту подвижек по активным разломам, также регистрируемых на земной поверхности. Но по ограниченной длительности эпохи наблюдений они ближе к сейсмологическим данным. Прежде повторные геодезические наблюдения в геодинимических целях проводились наземной техникой и, если иметь в виду не только вертикальную, но и горизонтальную компоненты перемещений, ограничивались немногими исследовательскими полигонами. С распространением космогеодезических наблюдений техникой GPS возможности регистрации современных деформаций поверхности существенно расширились. Пока они не охватили весь рассматриваемый регион с такой же детальностью, какую дают изучение активных разломов и определения механизмов очагов землетрясений, но некоторые важные результаты получены.

В Памиро-Гималайском сечении Альпийско-Гималайского пояса выполнены космогеодезические наблюдения на отдельных сетях, не связанных воедино. Но, будучи дополнены данными наземных угловых и светодальномерных наблюдений в крупнейших активных зонах, они дают возможность предварительно оценить основные параметры современной деформации земной поверхности. В Тянь-Шане в 1992–1995 гг. были выполнены два и местами более циклов GPS-наблюдений на сетях двух уровней. Региональная сеть, созданная учеными Германии, Казахстана, Киргизии, России и Узбекистана, охватила весь «постсоветский» Тянь-Шань до китайской границы, заходя на севере в относительно стабильные предгорные впадины и возвышенности, а на юго-западе – в Афгано-Таджикскую депрессию. Две более локальные сети, созданные учеными Казахстана, Киргизии, России и США, охватили Центральный Тянь-Шань в пределах Казахстана и Киргизии (до Казахского щита на севере) и северо-западную половину обрамлений зоны Таласо-Ферганского разлома. Из результатов обработки наблюдений [Макаров и др., 1996] вытекает следующее.

На сетях обоих уровней выявлены существенно большие относительные смещения пунктов в Центральном Тянь-Шане (к востоку от Таласо-Ферганского разлома и зоны его влияния), чем в Западном Тянь-Шане. Между северным берегом Иссык-Куля и участком р. Или севернее г. Алматы укорочение составило 5 мм/год. Менее надежные данные (всего два цикла наблюдений) по более южной части Центрального Тянь-Шаня показали, что скорости

перемещения пунктов в северных румбах на юге возрастают, на основе чего можно предположить поперечное укорочение Центрального Тянь-Шаня до 15 мм/год [Nager et al., 1996] и даже 20 мм/год [Abdrakhmatov et al., 1996]. В Западном Тянь-Шане векторы выявленных смещений пунктов невелики по величине и более разнообразны по направлению. Если его поперечное сокращение сейчас и имеет место, то его скорость не превышает 5 мм/год. В зоне Таласо-Ферганского разлома можно предположить небольшую (порядка 1 мм/год) правосдвиговую деформацию [Зубович, 2001]. Сусамырское землетрясение 19 августа 1992 г. ( $M=7,3$ ), произошедшее во время первого цикла наблюдений на региональной сети, вызвало последующую деформацию, охватившую территорию более 400 км. На базисных линиях как Западного Тянь-Шаня, так и северной части Центрального Тянь-Шаня на фоне поперечного укорочения 19 августа 1992 г. имел место пик кратковременного увеличения длин линий [Макаров и др., 1996].

Уникальные по продолжительности наземные повторные геодезические наблюдения в районе пос.Гарм на границе Памира и Тянь-Шаня убедительно установили их сближение со скоростью около 20 мм/год [Pevnev et al., 1975; Кучай и др., 1978; Гусева и др., 1993]. Западнее, вдоль южного склона Тянь-Шаня, величина поперечного укорочения уменьшается до 10 мм/год [Никонов, 1988]. Вместе с тем, юго-восточнее Гарма выявлены левосдвиговые деформации вдоль Дарваз-Алайской зоны, а между ней и южным флангом Тянь-Шаня – выжимание горных масс к западу от области наибольшего поперечного укорочения со скоростями до 30 мм/год в хребте Петра Первого [Гусева и др., 1993] и до 20 мм/год в Вахшском хребте [Певнев и др., 1978]. Восточнее зоны Памиро-Каракорумского разлома, на западе Куньлуня и Тибета, по результатам франко-китайских космогеодезических наблюдений, сообщалось о суммарном субмеридиональном укорочении до 17 мм/год.

На южном фланге Гималаев К.С.Валдия [Valdiya, 1986] по комплексу геологических, сейсмологических и геодезических данных предположил субмеридиональное горизонтальное укорочение в 15–25 мм/год. Его большая часть (10–15 мм/год) приходится на Фронтальный надвиг и меньшая (5–7 мм/год) – на Главный пограничный разлом. Геодезические наблюдения 1974–1979 гг. в зоне Фронтального надвига западнее г.Дехрадуна обнаружили укорочение до 5,6 мм/год, а наблюдения 1965–1976 гг. в зоне Главного пограничного разлома севернее г.Амбалы – укорочение на 4,7–5,7 мм/год. По этим геодезическим данным величину укорочения в 10–15 мм/год можно признать для южного фланга Гималаев минимальной.

Для оценки минимального поперечного укорочения коллизионного пояса в Памиро-Гималайском сечении необходимо суммировать укорочение в разных продольных зонах: предгорьях Гималаев, зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня и Западном Тянь-Шане, дополнив их эффектом перемещения по Дарваз-Алайской зоне и выжимания горных масс между ней и южным фронтом Тянь-Шаня к западу. Получается цифра около 5 см/год. Подобное суммирование в более восточном сечении (от Гималаев через Западный Тибет на Центральный Тянь-Шань) дает величину 4–5 см/год. Цифры близки одна к другой и соизмеримы с оценкой поперечного укорочения пояса по данным об активных разломах с поправкой на эффект современного складкообразования.

Что же касается геодезических данных о современных вертикальных движениях, то наиболее интересны результаты повторного нивелирования Тибета и его обрамлений [Zhang Qingsong, Zhou Yaofei et al., 1991]. Скорости воздымания составляют 1–7 мм/год в Западном и Центральном Куньлуне и 3–4 мм/год на северо-восточном обрамлении Тибета. В пределах плато они возрастают от 1–8 на севере до 5–11 мм/год на юге вблизи Гималаев, составляя в среднем 5,8 мм/год. Интенсивное воздымание Тибета началось 2,4–2,8 млн лет назад и составило 2500–3600 м; одновременно Куньлунь поднялся на 2600–3100 м, а впадины к

северу и северо-востоку от плато – примерно на 1300 м [Li Jijun, 1991; Morner, 1991; Zhang Qingsong, Li Bingyuan et al., 1991; Zhu Yunzhu et al., 1991]. Это дает среднюю скорость подъема Тибета 1–1,5 мм/год и Куньлуня – 1–1,2 мм/год. Но воздымание происходило неравномерно: выделены этапы его усиления, причем интенсивность подъема от этапа к этапу возрастала. Последний из них отнесен к позднему плейстоцену и голоцену (возможно, начиная с конца среднего плейстоцена), и в течение него скорость воздымания могла достигать нескольких миллиметров в год, местами – 10 мм/год [Li Jijun, 1991; Min Longrui, Yin Zhanguo, 1991; Zhang Qingsong, Li Bingyuan et al., 1991]. Иначе говоря, она оказалась соизмеримой с геодезически определенной скоростью современного подъема. Такое соотношение скорее является исключением, чем правилом, поскольку во многих активных зонах рассматриваемой части Альпийско-Гималайского пояса геодезически определенная скорость вертикальных движений многократно превосходит среднюю скорость позднечетвертичных движений [Карта современных вертикальных движений..., 1992].

В последние годы космогеодезические наблюдения техникой GPS выполнены и в Кавказско-Аравийском сечении коллизионного пояса, где они увязаны в единую систему [Drewes, Geiss, 1990; Oral et al., 1991; Reilinger, Barka, 1997; Макаров и др., 1996; Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000]. В конце 80-х годов учеными Германии, Греции, Египта, Израиля и США (проект Вегенер) были выполнены GPS-измерения на участке пояса от Африканской и Аравийской плит до Анатолии и Эгейского региона [Drewes, Geiss, 1990; Oral et al., 1991]. Полученные результаты, увязанные с движениями Западного Средиземноморья относительно стабильной части Европейского континента, показали: северный дрейф Аравийской плиты со скоростями не менее 20 мм/год; существенно меньшую скорость дрейфа Африканской плиты; дугообразный (северо-западный на востоке, западный в центре и юго-юго-западный в Эгейском регионе) дрейф Анатолийской плиты вдоль Северо-Анатолийской зоны со скоростями более 20 мм/год, а на берегах и островах Эгейского моря – до 40 мм/год. В итоге по Крито-Эллинской дуге было установлено встречное перемещение, причем скорость субдукции Африканской плиты уступала скорости надвигания Эгейского региона Евразии.

Эти результаты были позднее уточнены [Reilinger, Barka, 1997]. Будучи приведенными к изменениям положения относительно пункта Онсала в Швеции, уточненные данные, дополненные анализом результатов SLR-измерений, показали возрастание скорости вращения Анатолийской плиты с востока на запад от 20 до 35 мм/год. Севернее Северо-Анатолийской зоны, на черноморском побережье, смещения пунктов разнонаправлены и их небольшие величины не выходят за пределы возможных ошибок измерений. Средняя скорость правосдвиговых перемещений вдоль Северо-Анатолийской зоны была оценена в 26 мм/год. На отдельных участках разлома она частично или полностью снимается крипом, а в других местах, накапливаясь в виде упругой деформации, периодически реализуется редкими сильными землетрясениями и сейсмогенными подвижками [Ambraseys, 1970; Trifonov, 2000b]. XX век явился для Северо-Анатолийской зоны пиком активности в течение сейсмического цикла [Ambraseys, 1988, 1989]. Вклад сейсмичности в многовековую тектоническую деформацию достиг 80-250 % [Jackson, McKenzie, 1988]. Будучи пересчитанным на весь 350-летний цикл, этот вклад составил 30-100 % [Trifonov, 2000b]. Иначе говоря, накапливаемая в зоне разлома деформация, регистрируемая GPS-измерениями, действительно, местами снимается крипом, а местами целиком приходится на редкие и сильные сейсмогенные подвижки.

В 90-е годы ученые Армении, Грузии, России и США выполнили от двух до четырех циклов GPS-измерений на пунктах Большого и Малого Кавказа [Макаров и др., 1996; Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000]. Результаты измерений были приведены к



пункту Онсала и объединены с измерениями в более южных и западных частях пояса в единую систему. Вместе с тем, движения пунктов Кавказа были пересчитаны относительно положения Зеленчукской обсерватории на северном склоне Центрального Кавказа. Пункты, расположенные на Большом Кавказе, дали, как правило, небольшие величины деформации (обычно уступающие возможным ошибкам измерений) при существенном разбросе направлений перемещений относительно пункта Зеленчук. Будучи пересчитанными на пункт Онсала, они показали перемещения в северных румбах. Относительно большие величины смещений (около 8 мм/год относительно Зеленчука) дали пункты Геленджик на Черном море и Дубки в Дагестане, причем направления их перемещений – вдоль Кавказа, соответственно, на северо-запад и юго-восток. Это может свидетельствовать о продольном удлинении Кавказа при его поперечном тектоническом сплющивании.

В зоне надвигов южного склона Большого Кавказа скорости перемещений возрастают и далее к югу, включая северный надвиговый фронт Малого Кавказа, достигают относительно пункта Онсала 6–8 мм/год в северо-северо-восточном направлении. Пункты, расположенные к югу от Северо-Армянской дуги активных разломов, дали устойчивые смещения в тех же направлениях со скоростями движения до 12 мм/год [Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000].

Для области Аравийско-Кавказского сочленения был выполнен перерасчет векторов движений относительно фиксированной северной части Аравийской плиты [McClusky et al., 2000]. Он показал небольшие перемещения пунктов прилегающей части Анатолийской плиты на юго-запад, причем скорости перемещений, не превышающие 4–8 мм/год непосредственно возле Восточно-Анатолийской зоны разломов, северо-западнее возрастают до 8–12 мм/год, тогда как пункты, расположенные к югу от Восточно-Анатолийской зоны и западнее ее сочленения с Левантской зоной, дали перемещение в южных румбах со скоростями 4–5 мм/год. Это интерпретировалось цитируемыми авторами как вращение Анатолийской плиты относительно Аравийской против часовой стрелки с центром внутри последней (примерно 33° с.ш., 40° в.д.) и левый сдвиг вдоль Восточно-Анатолийской зоны со скоростью около 9 мм/год. Однако изменение величин скоростей с удалением от этой зоны позволяет говорить, по нашему мнению, не о компактном сдвиге, а о полосе сдвиговых деформаций шириной не менее 100 км, в которой на долю собственно Восточно-Анатолийской зоны приходится лишь 4–8 мм/год, что соответствует геологически установленной скорости плиоцен-четвертичного сдвига. Современный левый сдвиг можно предполагать и вдоль Левантской зоны, причем скорость его (4–5 мм/год) также близка к скорости позднечетвертичных и плиоцен-четвертичных перемещений, установленной по геолого-геоморфологическим данным [Trifonov et al., 1994; Трифонов, 1999].

Подобный перерасчет векторов движений Анатолийско-Эгейского региона относительно фиксированной восточной части Анатолийской плиты [McClusky et al., 2000] показал ее вращение против часовой стрелки вдоль дуги, примерно совпадающей с Северо-Анатолийской и продолжающей ее Северо-Эгейской зонами разломов, с полюсом на Африканской плите возле г. Порт-Саида (31° с.ш., 32° в.д.). Все пункты севернее дуги при таком перерасчете испытывают параллельный дуге восточный дрейф со скоростями 20–25 мм/год, причем скорости возрастают с удалением от указанных зон разломов. Таким образом, и в этом случае правильнее говорить не о компактной зоне правого сдвига со скоростью около 24 мм/год, а о широкой (до 100 км) зоне сдвиговых деформаций, в которой собственно на зону сдвига приходится около 20 мм/год, а в центральной части Северо-Анатолийской зоны даже меньше, не более 15 мм/год, поскольку восточный дрейф там показывают и пункты, расположенные непосредственно к югу от зоны разлома. Это вполне согласуется с оценкой скорости плиоцен-четвертичных перемещений вдоль Северо-

Анатолийской зоны по геолого-геоморфологическим данным [Trifonov et al., 1994; Трифонов, 1999]. Результаты, полученные для обеих крупных активных зон Анатолии, указывают на присутствие квазинепрерывной составляющей сдвиговой деформации, которая рассеяна в широком приразломной полосе и не обнаруживается геологическими наблюдениями. На ее долю в Восточно-Анатолийской зоне может приходиться до 30 %, а в Северо-Анатолийской зоне – 20–25 % суммарной сдвиговой деформации.

Вместе с тем, при перерасчете сохраняется переменчивое по скоростям и достигающее на юге 6–8 мм/год перемещение пунктов на островах и побережьях Эгейского моря. Цитируемые авторы [McClusky et al., 2000] интерпретировали это как сочетание вращения с растяжением северных побережий моря и более быстрое перемещение к югу обособленной Эгейской плиты. По нашему мнению, постепенное возрастание скоростей в Эгейском регионе с севера на юг не дает оснований для такого обособления: во всей Эгейской впадине, как западной части Анатолийской плиты, ее дрейф сопровождается меридиональным растяжением и удлинением, причиной которых нам представляется наложение на дрейф деформационного эффекта подъема мантийного диапира [Трифонов, 1999]. Вызываемое взаимодействием указанных факторов надвигание Эгейского региона, в свою очередь, сочетается с встречным дрейфом Африканской плиты со скоростями 5–7 мм/год относительно Европы. В итоге суммарная скорость сближения Евразийско-Анатолийских и Африканских горных масс достигает в Крито-Эллинской дуге 40 мм/год.

Таким образом, результаты космогеодезических измерений горизонтальных перемещений и в этом случае, как и в Памиро-Гималайском сечении пояса, в значительной мере совпадают с результатами изучения активных разломов и расчетов по ним компонент поля скоростей деформации. Космогеодезические измерения дают поперечное укорочение в Аравийско-Кавказском сечении пояса не менее 20 мм/год. Эта деформация реализуется неравномерно, в значительной мере приходясь на крупные зоны разломов – Северо-Анатолийскую, Северо-Армянской дуги, в меньшей мере южного склона Большого Кавказа. Северный дрейф Аравийской плиты сопровождается движением Анатолии на запад, трансформирующимся в Эгейском регионе в юго-юго-западный дрейф. Скорость движения возрастает с востока на запад от 20 до 35 мм/год, выражаясь надвиганием Крито-Эллинской дуги на средиземноморские впадины. Но это движение является локальным и не отражает общего сближения Африканской и Евразийской плит, т.е. поперечного укорочения пояса в Средиземноморье. Его скорость не превышает 10 мм/год. Тем самым, подтверждается полученный при анализе активных разломов вывод о скачкообразном уменьшении скорости поперечного укорочения Альпийско-Гималайского пояса с востока на запад. Скачки приходятся на крупные поперечные системы разломов: Чаманско-Дарвазскую и Леванско-Восточно-Анатолийскую.

## **Заключение**

В этой работе исследованы результаты определения современных деформаций земной коры тремя группами методов: расчете поля тензоров скоростей деформации, основанном на геолого-геоморфологическом выявлении, параметризации и картировании активных в позднечетвертичное время разломов; расчете сеймотектонической деформации путем анализа механизмов и других параметров очагов землетрясений; расчете современной деформации земной поверхности по данным повторных геодезических наблюдений. Две последние группы методов использовались для подобного рода исследований и прежде, а первый метод расчета применен нами впервые.

В качестве объекта исследований мы выбрали сложно построенный и тектонически активный регион центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, охватывающий области взаимодействия Индийской, Аравийской и отчасти Африканской плит с Евразийской плитой. Выбор определялся интенсивностью, сложностью и разнообразием проявлений современной геодинамики в регионе, а также связанными с ними сейсмическими и иными геологическими бедствиями. Полагаем, что использованные нами методические приемы и полученные результаты полезны как для рассмотренного региона, так и для других областей интенсивных современных тектонических процессов и важны для создания сеймотектонической основы оценки сейсмической опасности (общего и детального сейсмораионирования) и совершенствования теории тектогенеза.

Каждая из трех указанных групп методов определения современной тектонической деформации обладает своими достоинствами и ограничениями. Данные об активных разломах в общем случае дают усредненную для позднего плейстоцена и голоцена картину распределения скоростей деформации без учета межразломных микродеформаций и эффекта синхронной складчатости. Поскольку исследовались проявления разломообразования в тонком приповерхностном слое, доступном для геолого-геоморфологических наблюдений, эта картина отражает деформацию верхнего слоя земной коры, как правило, не глубже 15 км. Разработанные авторами приемы дифференциации активных разломов по глубинам наиболее интенсивных движений [Макаров и др., 1982] позволили выделить среди них элементы более глубинной активной тектоники и даже высказать предположения об их кинематике, но не дали возможности оценить величины глубинных деформаций.

Данные о механизмах очагов землетрясений, использованные для оценки СТД, охватывают большие глубины земной коры, чем данные об активных разломах. Хотя «приращение» анализируемого объема коры невелико (очаги большинства коровых землетрясений расположены на глубинах до 20 км), именно относительно глубинные слои, а не верхние 5–10 км, как при изучении активных разломов, являются основным источником сейсмической энергии. Конечно, в таких подвижных областях с мощным осадочным чехлом, как Афгано-Таджикская депрессия, Юго-Восточный Кавказ или Загрос, наибольшее число землетрясений приходится на глубины 5–10 км, к которым мы относим и деформационный эффект крупных активных разломов, но магнитуды этих землетрясений и соответственно их вклад в СТД на региональном уровне рассмотрения, как правило, невелики. Вместе с тем, учет таких землетрясений позволяет наиболее корректно сравнивать сеймотектонические деформации на разных уровнях земной коры, выявляя их сходства и различия.

В определении СТД есть существенная трудность. Состоит она в практической невозможности достоверного определения механизмов очагов всех землетрясений крупного региона. В уникальном случае для 28-летнего периода изучения северной части Афгано-Таджикской депрессии удалось определить механизмы очагов 90 % зарегистрированных

землетрясений. Обычно же, если исследуется более обширный регион, эта цифра намного меньше. Таким образом, выявленные параметры СТД не характеризуют всю совокупность землетрясений. Поэтому мы сочли возможным опираться лишь на пространственные характеристики СТД (направления главных осей деформации и максимальных сколов, распределение коэффициента Лоде-Надаи), но отказались от оценки ее величины, поскольку это требует не вполне обоснованных, по нашему мнению, экстраполяций полученных результатов на весь объем землетрясений.

Методы повторных геодезических наблюдений характеризуют деформацию земной поверхности. Хотя различными методическими приемами и выбором геологически устойчивых пунктов наблюдений вклад экзогенных влияний (температурные изменения, погодные и другие источники колебаний увлажнения грунта, эрозионные и оползневые процессы, приливные воздействия и т.п.) в результаты наблюдений минимизирован, природа таких деформаций не может быть признана полностью эндогенной. В частности, остаются необъяснимыми существенно (иногда на порядок) большие скорости геодезически измеряемых скоростей вертикальных перемещений по некоторым активным разломам по сравнению со средними скоростями вертикальных перемещений за поздний плейстоцен и голоцен. Возможно, они связаны с короткопериодными колебаниями, наложенными на более слабый по величине деформационный тренд, или с последовательной активизацией отдельных участков структуры – что-то вроде волн деформации, не улавливаемых при усредненном геологическом подходе.

Повторные геодезические наблюдения, как и основанные на инструментальной сейсмологии определения механизмов очагов землетрясений характеризуют деформации последних десятилетий, а если говорить о наиболее прогрессивной в геодезии GPS-технологии, то и того меньше – лишь последних лет, максимум десятилетия. Это не дает возможности учесть вековые изменения хода деформации. Недостаток восполняется, по крайней мере в сейсмологии, привлечением данных об исторической сейсмичности и геологически фиксируемых в активных зонах характеристиках режима их голоценового развития. Однако использование этих данных (в частности, понятия о сейсмическом цикле) для количественной оценки временных вариаций СТД пока не может быть выполнено корректно.

По данным об активных разломах выявлены: общая направленность и локальные вариации ориентировки главных осей поля скоростей современной тектонической деформации, ее концентрация вдоль современных границ основных плит и в меньшей мере вдоль границ микроплит и крупных блоков литосферы. Это указывает на дрейф гондванских плит как основной источник деформации пояса и, вместе с тем, на вызываемое дрейфом сложное течение горных масс как поперек, так и вдоль коллизионного пояса. Сближение гондванских плит с Евразийской плитой происходит в форме вращения с полюсами, расположенными на западе. Поэтому поперечное укорочение пояса больше в области структурно-динамического воздействия Индийской плиты, чем Аравийской и тем более Африканской, причем изменение величины укорочения вдоль пояса происходит скачками, определяя его сегментацию. Границами сегментов служат крупные зоны глубинных разломов северо-северо-восточного простирания. В области сближения Индийской и Евразийской плит современное укорочение составляет по данным об активных разломах около 3 см/год, а в области сближения Аравийской и Евразийской плит близко к 2 см/год. В Средиземноморском сечении пояса оно, по-видимому, меньше.

Эти величины неполные, поскольку не включает межразломные микродеформации и эффект современного развития складчатости. Мы не видим пока способа оценить микродеформации. Однако космогеодезические измерения техникой GPS показали, что в зонах влияния Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов, в полосе до 100

км, вклад микродеформаций в суммарный сдвиг достигает 20–30 % . Эта квазинепрерывная составляющая современной тектонической деформации, вероятно, присутствует и вблизи других крупнейших разломов коллизионного пояса.

Вертикальная компонента квазинепрерывной деформации представлена позднечетвертичными складчатыми изгибами. Их локальные проявления в деформациях молодых террас и предгорных поверхностей несомненны, но не прослеживаются с необходимой надежностью на обширных площадях. Потому их трудно учесть в расчетах. Согласно сугубо предварительным оценкам, вклад позднечетвертичной складчатости в современную деформацию в большинстве областей пояса не превышает первых процентов. Лишь в отдельных интенсивно сминаемых зонах, например, в Центральном Загросе, где детальные исследования позволили более надежно оценить вклад складчатости в общее позднечетвертичное укорочение, он достигает 10 и местами 20 %. Опираясь на приведенные оценки, можно в первом приближении принять, что активное разломообразование представляет не менее 70–80 % общей современной деформации приповерхностных слоев земной коры.

Оси главного укорочения  $C_3$  в поле тензоров СТД ориентированы, в основном, субмеридионально, примерно совпадая с генеральным направлением оси  $M_3$  современной тектонической деформации. Однако, как уже отмечалось, наблюдаются существенные различия их ориентировок на восточном фланге Цайдама, в Восточном Тянь-Шане, Восточных Саянах, южной части Каспийского моря и центральной части Черного моря. Ориентировки главного удлинения  $C_1$  и промежуточной оси  $C_2$  в поле СТД более разнообразны, чем ориентировки осей  $M_1$  и  $M_2$  в поле тектонической деформации. Различия несколько сглаживаются, если сравнивать направления осей укорочения и удлинения обобщенно-плоской деформации в близгоризонтальном направлении. Это указывает на движение плит как на главный источник деформации, выраженной современным разломообразованием и сейсмогенезом.

Вместе с тем, сохраняющиеся различия параметров деформации, помимо временных ее вариаций, усредненных при позднечетвертичном разломообразовании, но не учитываемых в СТД, представляющей геологически мгновенный срез процесса, могут объясняться более разнообразной природой сейсмогенеза. С одной стороны, оси максимального сейсмотектонического укорочения чаще, чем оси укорочения, выраженного разломообразованием, ориентированы поперек зон современного складкообразования и связанного с ним горообразования. Вероятно, такая СТД является эффектом землетрясений, возникающих при соскладчатом разломообразовании, не всегда представленном активными нарушениями земной поверхности. С другой стороны, большее разнообразие ориентировок СТД местами связано с вкладом локальных вертикальных смещений, обусловленных не движениями взаимодействующих плит и блоков, а местными источниками деформации, например, вещественными преобразованиями. Наконец, существенную и местами важнейшую роль играет большая, по сравнению с деформационным эффектом активного разломообразования, глубина коровых сейсмических процессов, где параметры упругой деформации, снимаемой землетрясениями, могут отличаться от приповерхностных. В этом проявляется тектоническая расслоенность земной коры подвижного сейсмичного пояса, наглядно продемонстрированная в главе 4 различиями параметров СТД на разных уровнях земной коры Афгано-Таджикской депрессии.

Современная деформация земной поверхности, регистрируемая повторными геодезическими наблюдениями, выполненными, прежде всего, техникой GPS, в региональном масштабе согласуется с параметрами деформации, рассчитанной по данным об активных разломах. Это в большей мере присуще направлениям и величинам укорочения и удлинения вдоль горизонтальной поверхности, чем вертикальной компоненте. Последняя,

как отмечалось выше, местами существенно превышает вертикальные смещения и величины деформации за поздний плейстоцен и голоцен. Величины горизонтального укорочения и удлинения рассчитываются по геодезическим наблюдениям с большей точностью, чем по данным об активных разломах. К тому же «геодезические» деформации, определенные в разных частях региона, более сопоставимы между собой, будучи практически одновозрастными в геологическом масштабе времени: они определены в течение последних десятилетий и даже лет. Но это является и их недостатком, поскольку никак не учитывает вековых вариаций деформационного процесса.

Оценивая по результатам GPS-измерений интенсивность движений по крупным зонам разломов, следует иметь в виду, что выявляемые относительные перемещения расположенных в межразломных блоках пунктов наблюдений отражают лишь накопленную деформацию. Она может быть квазипластической, т.е. реализовываться более или менее непрерывно криповым перемещением и серией микроимпульсов, регистрируемых как слабые землетрясения, а может быть упругой и, накапливаясь, приводит к редким, но сильным сейсмогенным подвижкам. Для определения средней скорости перемещений за голоцен и поздний плейстоцен указанное различие в режиме активности разломов не играет роли, поскольку в конечном счете накапливаемая деформация снимается смещением. Но при интерпретации повторных геодезических наблюдений для оценки сейсмической опасности знание режима накопления и снятия деформации приобретает существенное значение.

В целом, результаты, полученные тремя рассматриваемыми группами методов, демонстрируют сложный процесс современного коллизионного деформирования земной коры. Будучи инициирован достаточно простым по кинематике взаимодействием крупных плит, он отражает многоступенчатую трансформацию этих движений в пространственно разнообразную деформацию обширных пространств Альпийско-Гималайского пояса, которая, к тому же, различна на разных глубинах земной коры и, вероятно, испытывает разнопорядковые временные вариации. Последние могут определяться не только эндогенными, но и астрономическими факторами.

Продемонстрированные возможности разных методов определения современной деформации земной коры позволяют предложить следующую модель их совместного применения. На основе выявления рисунка активных разломов и определения их кинематики создается региональная сеть повторных геодезических наблюдений, увязанная с мировой космогеодезической сетью. В свою очередь, с региональной сетью должны сочетаться локальные сети наблюдений на крупных активных зонах. С их помощью, а также по результатам геологического изучения позднечетвертичного развития активных зон и их сейсмического режима оценивается режим движений в активной зоне, т.е. соотношение крипа и накопления упругой деформации. Знание этого соотношения позволяет оценить ход деформирования активной зоны, помогающий спрогнозировать возможное сильное землетрясение [Певнев, 1999].

Проводимые на региональной сети космогеодезические наблюдения дают параметры общей деформации региона и, при достаточно густой сети измерительных пунктов, их относительные перемещения. Интерпретация результатов измерений должна опираться на распределение деформаций, определенное по данным об активных разломах с учетом позднечетвертичных складчатых изгибов земной поверхности. В итоге такой совместной интерпретации получится количественная оценка современного деформационного поля верхнего слоя земной коры региона, привязанная к глобальной картине относительного перемещения плит. Определение СТД, по возможности дифференцированное по разным горизонтам земной коры, даст возможность сопоставить поле деформации приповерхностного слоя коры с полем (или полями) деформации ее более глубоких горизонтов, т.е. перейти от двумерной к трехмерной деформационной модели. Наконец,

сопоставление современного деформационного поля, характеризующего последние десятилетия, с полем тектонической деформации, рассчитанным для всего позднего плейстоцена и голоцена по данным об активных разломах, с учетом исторической сейсмичности и режима развития разломных зон, позволит оценить вековые изменения поля тектонической деформации. Их знание необходимо для долгосрочной оценки риска сейсмических и других геологических бедствий. Вместе с тем, оно даст возможность «перекинуть мостик» между переменным деформационным полем современности и усредненными полями более длительных этапов геологической истории.

## Summary

### Introduction

The database and maps of active faults in Eurasia and Africa, 1:5000000, were compiled according to the ILP Project II-2 «World Map of Major Active Faults» (led by V.G. Trifonov) with participation of more, than 70 scientists from 40 countries. The final edition was carried out in the Laboratory of Neotectonics and Recent Geodynamics of the Geological Institute of Russian Academy of Sciences. The reduced copy of the map and some its fragments as well as the map of major faults of Eurasia (with average rates of motion not less than 1 mm/year) were published [Trifonov, 1996, 1997, 2000b; Skobelev et al., 2000]. According to the «active fault» term understanding and the legend, confirmed by the Project participants [Trifonov, Machette, 1993], faults manifesting the Late Pleistocene and Holocene (and particularly historic and contemporary) displacements are designed as active in the map, and the faults manifesting the Middle Pleistocene activity are shown as capable.

The Project II-2 was included into the Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP), and the Project data were used (with the author's participation) for seismic hazard assessment in the Caucasus test site (the Caucasus Republics and adjacent parts of Russia and Ukraine, the Southern Turkmenistan, Turkey, and Iran) [Balassanian et al., 1999] and the Northern Eurasia as a whole [Ulomov et al., 1999]. The techniques of using active fault data for the GSHAP aims were discussed [Ulomov, 2000; Trifonov, 2000a; Shebalin et al., 2000].

One more important aspect of analyzing active fault data is discussed in the present book. It is estimation and interpretation of characteristics of recent tectonic deformation field. These characteristics are the components of the tensor of recent deformation rates. They have been calculated by using active fault data and have compared with parameters of seismotectonic deformation (STD), calculated by using focal mechanisms of earthquakes. The tectonically complicated and very active region of recent collision of the Arabian and Indian plates and the Eurasian plate, has been taken for the analysis. It is limited by 30–104°E and by 26–46°N (to the west of 64°E) and 26–56°N (to the east of 64°E). Results of the calculation have been partly published [Трифонов и др., 1997, 1998, 1999; Trifonov et al., 1997, 1999] and here are described systematically.

The studies were supported by the International Science Foundation (Grant MPJ000) and the Russian State Scientific Program «Global Changes of Environment and Climate» (Project 1.1.4).

### Chapter 1. General characteristics of active faults in the region

The Alpine-Himalayan collision belt is segmented (Figs. 1, 2). The region under discussion includes the Adria-Aegean (eastern part), Arabia-Iranian, and Pamir-Himalayan segments [Trifonov, 2000a]. The segments are bordered from the west by weakly bent systems of north-northeast-trending left-lateral faults that continue into the southern plates and join in this or that way with the Middle Indian rift system. The boundary between the Adria-Aegean and Arabia-Iranian segments is represented by the Levant sinistral fault zone that is continued by the East Anatolian sinistral zone to the northeast. Average rate of the Late Quaternary slip reaches 7.5 mm/year in the southern (Israel) segment of the zone [Zak, Freund, 1965], but decreases up to 5–6 mm/year in the northern (Syrian) segment [Трифонов и др., 1991], where a part of the motion is passed on the Roum fault along the continental slope [Трифонов, 1999]. The Levant zone joins with the Red Sea rift. The recent boundary between the Arabia-Iranian and Pamir-Himalayan segments is represented by sinistral fault system, where the main features are the Chaman fault and the Darvaz segment of the Darvaz-Alai zone. Average rate of the Late Quaternary slip reaches 1 to 1.5 cm/year [Трифонов, 1983]. The Chaman fault continues to the south by an echelon row of smaller faults [Wellman, 1966; Tapponnier, Molnar, 1979; Nakata et al., 1991] that are prolonged by the Owen fault in the



Indian ocean. The transverse fault zones under discussion (particularly in the northeast-trending parts) have shortening component of motion which is manifested by reverse or thrust offsets and parallel folds. At the same time, the transverse zones are characterized by an echelon structure with pull-apart basins between some segments. They are most typical for the Levant zone (the Aqaba, Dead Sea, Tiberian, and El-Gaab basins), and are identified in the Darvaz fault zone also (the Kokcha basin).

Active structures inside the segments strike generally from the northwest to the southeast with characteristic bends. The southern margin of the central part of the each segment forms gentle arc, convex to the south-west. The northern corner of the each segment is rounded by the Cenozoic tectonic zones, forming syntaxes that are sharp arcs convex to the north. The main syntaxes are Lesser Caucasus and Punjab-Pamir. The main syntaxes are areas of local transformation of the general north-northeastern drift of the southern plates to the northern drift. The smaller syntaxes are identified in the eastern parts of each the segments. They are the Oman syntaxis between the Zagros and Makran (the Aladagh-Benalud arc to the north of the Lut block is formed by its drift) and the Assam syntaxis to the east of the Himalayas.

The main syntaxes have common structural features. Their western flanks are formed by the sinistral fault zones of the segment boundaries. Dextral active faults strike along the northeastern sides of the syntaxes. The dextral faults go out to the southeast, being replaced by the thrust-and-fold active zones convex to the southwest. Such is, for example, the relationship between the Pamir-Karakorum dextral fault and the Boundary and Frontal active zones of the Himalayas. Average rate of the Late Quaternary dextral motion  $V_{LQ}$  on the Pamir-Karakorum fault reaches 27–35 mm/year [Liu et al., 1991] and transforms partly into transverse shortening on the Boundary and Frontal zones ( $V_{LQ}=15-25$  mm/year [Valdiya, 1986]) and partly into dextral slip on the east-trending en echelone fault system ( $V_{LQ}=10-20$  mm/year [Armijo et al., 1986; Armijo, Tapponnier, 1989; Molnar, Deng Qidong, 1984]) that strikes along the southern Tibet up to the Red River dextral fault in the East.

The same relationships are characteristic for the northeastern side of the Lesser Caucasus syntaxes and northeastern flank of the Arabian plate. Two systems of active faults are found here. One of them is formed by the Pambak-Sevan-Khanarassar fault zone in Armenia. The dextral component of motion is several times more, than reverse, and reaches 4–5 mm/year [Trifonov et al., 1994b]. The southeastern termination of the Khanarassar fault continues by the Tebriz fault [Berberian, 1976; Trifonov, Karakhanian et al., 1996]. It strikes to the east-southeast and the reverse component increases because of this turn. Fragments of the system under discussion are identified southeastward behind the Zagros. The found regularity is manifested there too: the reverse or thrust component of motion increase where a fault is bent to the east relative to the general southeastern trend.

The second system follows just along the Arabian plate boundary. It is represented in the northern part by the southeastern segment of the North Anatolian dextral fault zone with average rate of motion of about 9 mm/year [Saroglu, 1988]. The Main Recent fault of Zagros branches out it to the southeast [Tchalenko, Braud, 1974]. It is also mostly right lateral fault with  $V_{LQ}=5-10$  mm/year [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996]. Its main southeastern continuation is represented by the arched Dena fault. It strikes to the south and is characterized mostly by dextral displacements, but southward it turns to the southeast and thrusting and associated folding predominate on its branches. The Kazerun-Borazjan and Kareh Bas dextral zones branch to the south off the Dena fault [Бачманов и др., 2000]. The Kazerun-Borazjan zone (with average rate of the Quaternary motion  $V_Q=5$  mm/year) goes out in the southern direction in proportion with thrust and folded active zones branch out it to the southeast. The Kareh Bas zone strikes to the south with predomination of the dextral component of motion. Southerly the zone forms several step-like bends to the southeast,

and these southeastern segments are characterized by thrusting. It turns finally to the southeast forming the flexure-thrust zone with uplifted northeastern side. The described faults demonstrate dependence of sense of motion on the fault strike. At the same time, the system of right lateral faults is not straight as a whole: it is south-southeast-trending in the northern part (the North Anatolian zone), then turns to the southeast (the Main Recent fault) and finally to the south (the Dena, Kazerun-Borazjan and Kareh Bas faults).

The boundary strike-slip zones converge in the northern flanks of the syntaxes. Of course, compression component increases here, but more interesting is behavior of strike-slip component of motion. The north-trending Levant zone continues by the northeast-trending East Anatolian zone. The latter bends to the east and joins with the Pambak-Sevan-Khanarassar fault zone (that bends to the west) at the angle of only 17°, and both zones keep strike-slip sense of motion up to the junction [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. The same small angle between sinistral and dextral faults has been described by A.S.Karakhanian (personal communication) in the bent Doruneh fault zone to the north of the Lut block in Iran.

In the convex to the southwest boundaries between the belt segments and the continental Indian and Arabian plates (foothills of the Himalayas and Zagros), they plunge under the crustal structures of the belt gently because of relatively small average density of rocks. The sedimentary cover of foredeep participates only partly, or does not participate at all in the underthrusting, but it is detached and is deformed independently relative to the basement forming topographically pronounced active thrusts and folds. In the Zagros this process is promoted by the presence of the Late Precambrian evaporate formation in the cover bottom. The age of thrusting and folding has been determined in the Zagros by paleomagnetic dating of the coarse molassa [Бачманов и др., 2000]. The data show that folding and following local thrusting and detachment occupied some area in the foredeep in front of the Main Zagros underthrust where tectonic movements could either continue or stop to that moment. When all the area was folded, local detachments joined into a single detachment zone and the area was uplifted. The folding and associated processes propagated into the next area further to the southwest from the Main underthrust that lost its activity. Finally, several zones with successive rejuvenation of folding, detachment and uplift (from Late Miocene up to Recent) formed. Active tectonics of the zones of different age is different. Active reverse and strike-slip faults are discordant relative to the folded structure in the older zone (the High Zagros). Active tectonics of the intermediate zone (the Lesser Zagros) demonstrate recent continuation of folding, thrusting and development of marginal flexure marking boundary of propagation of the detachment. In the Coastal zone, the most distant from the Main underthrust, we see only local active folds which represent the initial stage of the process. The analogous rejuvenation of the coarse molassa to the south from the underthrust was described in the Himalayan Foredeep [Yeats, 1986].

Deformation and displacements in the southern flanks of the Alpine-Himalayan belt are far from compensation of drift of the southern plates. Their motion is transmitted to an essential degree into the northern parts of the belt by mechanism of bulldozing [Трифонов, 1999]. It is manifested by active offsets and deformation that concentrate mostly on boundaries of microplates and crustal blocks, but are realized partly in intrablock deformation. Intensity of the latter decreases from the south to the north and northeast, and accordingly a style of active tectonics transforms from combination of faults and folds to only faults. According to general increase of the belt deformation from the west to the east, the bulldozing occupies the large territories in the Central and Eastern Asia, but is limited only by Iran in the Arabian-Iranian segment and covers still more narrow zones to the west of it.

The bulldozing is combined with squeezing of rocks out of the syntaxes as areas of maximum compression. Because of it strike slip predominates over thrusting and reverse displacement on active faults in the bulldozing areas. The major east-trending sinistral strike-slip zones are known in

the western China [Ding Guoyu, 1984; Atlas..., 1989], Mongolia [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988] and the southwestern part of the Baikal rift system [Лукина, 1988]. They are: the Arnimaqing (Kunlun) ( $V_{LQ}=1-10$  mm/year), Altyn-Tagh ( $V_{LQ}=7-9$  mm/year), Gobi-Altai ( $V_{LQ}=6-9$  mm/year), Khangay ( $V_{LQ}=8-10$  mm/year), Baikal-Mondinsky ( $V_Q=1.5-2$  mm/year), and Tunka ( $V_{LQ}$  is up to 4.5 mm/year) zones. To the East the system of sinistral faults of the northern flank of Tibet turns to the SE (the Xianshuihe with  $V_{LQ}=5-20$  mm/year and Changma-Kilian with  $V_{LQ}=4-6$  mm/year zones) and finally to the South (the Anning, Zemuhe and Xiaojiang faults with total  $V_{LQ}$  up to 10 mm/year) [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Atlas..., 1989; Allen et al., 1991]. In the western Mongolia the Gobi-Altai and Khangay sinistral zones join with the NNW-trending dextral fault system. Its main faults are the Ertai ( $V_{LQ}=4-12$  mm/year) [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Shi Jianbang et al., 1984], Kobdo ( $V_{LQ}=4-5$  mm/year), and Bidje ( $V_{LQ}=2-2.5$  mm/year) [Трифонов, Макаров, 1988]. The sinistral faults are found in the same structural position in the northern Iran. They are the Dast-e Bayaz, Doruneh, Mosha ( $V_{LQ}=2-3$  mm/year), and Ipak ( $V_{LQ}=1-1.5$  mm/year) faults and the rupture zone of the Rutbar, 1990, earthquake in Alborz, while the associated major north-trending dextral faults (the Jabbar, Nalband, Ravar, and Kuh Banan) predominate in the more southern areas of Iran [Wellman, 1966; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Tchalenko, Berberian, 1975; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Berberian, 1976, 1977; Berberian et al., 1992; Trifonov, Hessami, Jamali, 1996]. We explain the predomination of strike slip on active faults in the Alpine-Himalayan belt by the fact that the strike-slip movements are less energy-consuming, than the movements on thrusts, reverse and even normal faults in rheological conditions of the continental crust [Трифонов, 1991; Trifonov, 2000].

Full data on active faults in the region under studies are represented in the applied catalog.

## Chapter 2. Source data for geodynamic calculations

Primary data for calculating the recent deformation field are obtained from a data set including the parameters of active faults, namely faults with offsets or other manifestations of displacements during last 100,000 years [Трифонов, 1985; Trifonov, 1996]. We compiled the database of necessary parameters of every fault used for the calculation. They are: (1) Fault number and name; (2) Source of the information; (3) Geographic coordinates of the fault points, adequate to reproduce the fault line of a scale of 1:500,000; (4) Direction of the fault dip; (5) Angles of the dip (minimum *min*, most probable *mp*, and maximum *max*); (6) Sense of lateral component of motion (if it is present), dextral or sinistral; (7) Presence of an extension component; (8) Sense of the vertical component of motion (if it is present), thrust-reverse or normal; (9) Average rates of lateral motion, mm/year (*min*, *mp*, and *max*); (10) Average rates of extension, mm/year (*min*, *mp*, and *max*); (11) Average rates of vertical motion (*min*, *mp*, and *max*).

The majority of the necessary parameters (1, 2, 3, 4, 6, 7, and 8) were selected from the database of active faults collected in a process of realization of the Project II-2 «World Map of Major Active Faults» of the International Lithosphere Program [Trifonov and Machette, 1993; Trifonov, 1996, 1997; Ioffe et al., 1993; Ioffe and Kozhurin, 1996]. The papers and special contributions of K.E. Abdrakhmatov, N.N. Ambraseys, A.A. Barka, M. Berberian, Ding Guoyu, K. Hessami, A.S. Karakhanian, S.I. Kuloshvili, N.V. Lukina, P. Molnar, T. Nakata, A.A. Nikonov, F. Saroglu, V.P. Solonenko, P. Tapponier, V.G. Trifonov, as well as K. Allen, V.S. Burtman, O. Emre, Deng Qidong, T.P. Ivanova, S.D. Khilko, M.L. Kopp, A.I. Kozhurin, I. Kuscu, K.G. Levi, V.I. Makarov, E.E. Milanovsky, S.I. Sherman, A. Sinha, A.V. Timush, R.S. Yeats, and others were used for compiling the database for the region under discussion.

We used the same database also for detection of dip angles and rates of motion on the faults. The rates could be results of both creep or sum of seismic pulses and were determined mostly by geological and geomorphological data. If these data were not presented for the fault, we estimated

the parameters hypothetically in wide interval of possible values by using neotectonic (pre-Late Quaternary) and seismological (focal mechanisms, geometry of epicentral areas, seismic moments, and so on) data or a similarity of features of the fault with the other ones. We preferred not to use the geodetic determinations of vertical motion rates, not supported by the geological and/or geomorphological evidence, because sometimes they give essentially higher values. Difference between *min* and *max* values show an accuracy and a reliability of the estimations. If any of the parameters (4–11) varied along the fault, the latter was subdivided into monotonous segments.

The Catalog of focal mechanisms of earthquakes [Мострюков, Петров, 1994], results of the O.V.Soboleva's determinations for the Central Asian earthquakes [Соболева, 1988], and of the new L.M.Balakina's determinations for the strongest earthquakes [Балакина и др., 1996] (totally more, than 2000 events with magnitudes  $M \geq 5.0$ ) were used for calculating components of tensor of the seismotectonic deformation in the region. The magnitudes of earthquakes were checked and corrected by using the Special catalog of earthquakes in the Northern Eurasia from the ancient time up to 1992 [Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии..., 1994], compiled in the Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences under edition of N.V.Kondorskaya and V.I.Ulomov. Focal mechanisms of earthquakes with magnitudes  $M_s \geq 5.8$  are represented in Figure 3.

### Chapter 3. Computational method and results of calculation of a field of tensors of recent tectonic deformation rates by active fault data

**3.1. Methods of calculation.** A hydrodynamic model of the Upper crust (about 15 km thick), implying that discrete displacements on individual active faults are represented formally as elements of a unified process of viscous flow in large volume of a medium, is proposed. One of the macroscopic parameters of the flow is a tensor of rates of deformation. It can be calculated as an average effective parameter for the large spatial-temporal volumes of a medium (windows). The temporal condition is completely fulfilled, because the duration of Late Pleistocene and Holocene (more than 100,000 years) is much larger than the recurrence interval of the strongest earthquakes in the region. For fulfillment of the spatial conditions, an average lateral dimensions of the volume (space window) must be longer, than the largest fault. On the other hand, they must not be as large as to lose variations of the deformation characteristics. The whole region was divided into windows, their sides going along parallels and meridians, in two ways: of  $1^\circ \times 1.25^\circ$  size without overlapping, and of  $3^\circ \times 3.75^\circ$  with overlapping, with a step of  $1^\circ$  and  $1.25^\circ$ , respectively. The first discretization, giving a more detailed picture, was used for a calculation of the directions of principal deformation. The second discretization with a more pronounced smoothing effect, was used for calculation of both the directions and magnitudes of principal deformation. The monotonous fault segments were in turn subdivided into the elementary cells, from 10 to 20 km long, with constant strikes and dips.

The thickness of the cell  $L_3$  (the fault penetration depth that can not exceed 15 km) was calculated by using its correlation with the fault length  $L_1$ , if  $L_1$  was not more than 50 km [Сидоренко, 1978]. We introduce the value of a «geometric moment»  $M$  that is full vector of rate of motion along the area of the cell  $S$ , multiplied by  $L_1$  and multiplied by  $L_3$ .  $M$  is a tensor. For each cell we calculated its components in the geographic coordinate system (east, north, and zenith). All similar components of the tensor were summarized and normalized to a unit of the window volume and time:

$$\dot{\epsilon}_{lm} = \frac{1}{2} \frac{\sum_n M_{lm}^{(n)}}{\Delta V} \quad (1),$$

where  $n=1, 2, \dots, k$  is number of the cells within a window;  $\Delta V$  is an area of the window multiplied by the thickness of the active layer (15 km). After Kostrov [Костров, 1975], the left side of the equation is an average tensor of deformation rates at the expense of motion along active faults.

Further, we calculated the principal rates of deformation ( $M_1$ ,  $M_2$  and  $M_3$ ) using the well-known approach of the rock mechanics [Jeager and Cook, 1969], and attributed them to the centres of windows. The resulting tensor field is shown by the directions of principal rates of deformation (shortening, lengthening, intermediate) and by isolines of their magnitudes (Figs. 4–12) as well as by directions of axes of maximum shortening and minimum shortening (maximum relative lengthening) in a horizontal plane (Figs. 13, 14) and the Lode-Nadai coefficient values (Fig. 15). The results of the calculations of the main axes of deformation for the *mp* values of the parameters 5 and 9–11 are represented in the Figures 5, 8 and 11. Calculations for the *min* and *max* values did not show essential differences of principal rate directions and gave only smaller or larger values of their magnitudes (Figs. 4, 6, 7, 9, 10, 12).

**3.2. Recent tectonic deformation of the Earth's crust in the Alpine-Himalayan belt by active fault data.** Axes of principal shortening  $M_3$  (Figs. 4–6) are subhorizontal almost all over the region and trend mostly north–south. It supports the idea that the main source of the recent deformation in the region is motion and pressure of the Arabian and Indian plates. Deviations are characteristic of the areas west and east of the Pendjab and Arabian syntaxes, and near the northeastern flank of the Indian plate and are most significant in the eastern part of Tibet and its eastern boundary zone, in Yunnan, the eastern Sayans, Quetta, the northern Anatolia, and the northern Aral region. These deviations depend on strain re-orientation in flanks of the southern plates and peculiarities of its transformation in local zones. In the rare cases of local extension  $M_3$  is almost vertical. It is found in some sites of Tibet, near the Hubsugul Lake in the northern Mongolia, the eastern Aral and Lut region and in the northern slope of the northern Caucasus foredeep.

Axes of principal lengthening  $M_1$  (Figs. 6–8) trend often east–west and deviate out of this general direction in the areas of deviations of  $M_3$ . The  $M_1$  axes are subhorizontal within 60–70 % of the territory. The subhorizontal orientation of both the  $M_3$  and  $M_1$  axes testifies that strike-slip tectonics are predominant over all the region. However, the  $M_1$  axes are subvertical more often than the  $M_3$  axes. This properly is characteristic for areas of intensive young thrusting and folding: the Himalayas, the western and eastern Tien Shan, the major part of the Sayans, Baluchistan, Makran, the Alborz, the Cyprus arc and partly the Great Caucasus. It is interesting to see that the same situation is found in the weakly deformed Tarim basin.

High magnitudes of the  $M_3$  and  $M_1$  rates are characteristic for wide zones around the Arabian and Indian plates as well as in the eastern flank of Tibet and the northern Anatolia; the highest values being observed in the northern fronts of the southern plates. High deformation rates are also found in the Red River region, the northwestern and northeastern flanks of Qaidam, the Mongolian Altai, a junction of the Cyprus arc and the Levant fault zone and in the central part of the Great Caucasus. Thus, recent deformation is concentrated along the boundaries of the main plates and the most active Anatolian and Tibetan lesser plates, as well as in the boundary of Dzungarian and Mongolian microplates. These areas are zones of high seismicity, but a straight correlation between the crustal seismic activity and rates of deformation have not been found.

By taking into account *min* and *max* values, total transverse shortening of the Upper crust of the Alpine-Himalayan collision belt was found equal to  $3 \pm 1$  cm/year in the Tien Shan-Pamir-Himalayan segment and  $2 \pm 1$  cm/year in the Caucasus-Arabian segment.

Figures 10–12 show that the  $M_2$  rates are very low, i.e. the  $M_3$  and  $M_1$  rates are almost equal in most part of the region. This indicates double-axes type of deformation corresponding to, in terms of rock mechanics, a pure shear deformation. However, in some areas the difference in magnitude of shortening and lengthening becomes noticeable. The only area where the  $M_3$  rates are essentially less, than the  $M_1$  rates (the  $M_2$  rates are negative) is the Yunnan region in front of the Assam syntaxis. It may be related to the sharply variable deformation field of the region. In the rest areas the  $M_3$  rates exceed the  $M_1$  rates. The highest differences are found in front of the Pendjab syntaxis

(the Pamirs, the central Tien Shan and the Afghan-Tadjik basin) and in the frontal part of the Assam syntaxis of the Indian plate. The differences are high enough in the Himalayas, near the Teletskoe Lake graben (the Altai) in the northwestern termination of the Kobdo dextral active fault zone, in the northeastern side of the Main recent fault of Zagros, in the northern part of the Levant fault zone, and near the North Armenian arc of active faults. Larger values of the  $M_3$  with respect to  $M_1$  rates means that double-axes lengthening takes place there. These areas in Himalayas and in front of the Indian plate are zones of intense recent detachment. The Zagros was characterized by the Pliocene and Earlier Quaternary volcanism. The latter continued up to the Late Quaternary in the Levant and North Armenian zones. So, the double-axes lengthening seems to be suitable geodynamic situation for both the detachment tectonics and volcanism in the collision belt.

#### **Chapter 4. Computational method and results of calculation of a field of seismotectonic deformation at different scale levels by the data of mechanisms of earthquakes.**

**4.1. Methods of calculation.** The investigation of the Earth's crust deformation in the region under discussion by the data on mechanisms of earthquakes has been fulfilled by A.A.Nowroozi [1972], D.McKenzie [1978], E.I.Shirokova [Широкова, 1985], O.I.Gushchenko [Гущенко, Цветкова, 1986; Гущенко и др., 1990, 1991], P.N.Nikolaev [Николаев, 1992], S.L.Yunga [Юнга, 1990, 1996], L.M.Balakina et al. [Балакина и др., 1996], Yu.L.Rebetsky [1996; Ребецкий, 1997, 1999] with using different methods and techniques. We used the method of Yu.V.Riznichenko [Ризниченко, 1977, 1985]. He first introduced the concept of seismic flow of rock mass and elaborated the method of calculation of parameters of seismotectonic deformation (STD). B.V.Kostrov [Костров, 1974, 1975] gave physical grounds for the applicability of the seismic flow model for description of deformation of crustal macrovolumes from the position of mechanics of a continuous medium. He used the the concept of earthquake seismic moment tensor [Aki, 1966; Randal, 1971], which is thought to be the most adequate characteristic of the earthquake contribution to the STD.

The seismic moment tensor includes two performances of earthquake source which are its magnitude and orientation. The value  $M_0$  describing residual displacement in the source depends on parameters of a fault as follows:

$$M_0 = \mu S b \quad (2)$$

where  $\mu$  is shear modulus,  $S$  is area of a fault plane in the source, and  $b$  is slip value in the source. As a rule,  $M_0$  is derived from correlations between earthquake seismic moment and magnitudes [Ризниченко, 1974].

Orientation of seismic moment unit tensor is determined by the mechanism of a seismic source, that is, spatial orientation of compression and tension axes in the source. The tensor of the STD of some volume  $V$  is, according to B.V.Kostrov [Костров, 1975], the sum of tensors of the seismic moments of all the earthquakes which occurred within that volume over some time interval:

$$E_{lm} = E_{bn} = \frac{1}{2\mu V} \sum_{n=1}^N M_0^{(n)} \theta_{bn}^{(n)}, \quad (3)$$

where  $l, m = X, Y, Z$  are geographical coordinates (positive directions of axes are eastern, northern and to zenith, respectively),  $\mu$  is shear modulus,  $M_0^{(n)}$  is the value of the  $n$ -earthquake seismic moment calculated from moment–magnitude correlation,  $\theta_{lm}^{(n)}$  are components of earthquake seismic moment unit tensor, and  $N$  is number of earthquakes in a volume  $V$ .

The components of a unit tensor of earthquake seismic moment in geographical coordinates are evaluated using orientation of compression and tension axes in the earthquakes foci [Ризниченко, 1977, 1985]. Since the data on earthquakes mechanisms are, as a rule, not mass, and absolute values of seismic moments can be derived from  $M_0$ -magnitude correlations solely, all the

calculations must be taken up as just estimate. To make estimates of a character and magnitude of deformations (or deformation rate) more reliable, Yu.V. Riznichenko offered to use long-term parameters of seismic activity (slope of the recurrence graph, value of seismic activity and magnitude of the greatest possible earthquake).

The procedure of calculation of the field of the STD tensor was as following. All the region under the study was divided into elementary cells along geographical meridians and parallels, their dimensions depending on the problem to be solved. The scanning step was selected to be equal to 0,5 or 0,3 of linear dimension of a cell. The components of tensors of the seismic moments were evaluated for all the earthquakes in each individual cell, and the identical components were summed with weight coefficient equal to the seismic moment  $M_0$ . The resulting tensor was calculated by formula (3).

The tensor thus obtained characterized the STD within individual cell. The tensor eigenvalues were evaluated and the orientation of principal axes of shortening and lengthening, and sometimes, of planes of maximum shear deformation, determined. All calculations were done using well-known formulas of rock mechanics [Филин, 1975].

The calculated parameters were assigned to the centres of selected sites. The results were represented by a series of maps showing orientation of axes of maximum shortening and maximum lengthening either by lines or arrows of projections of the axis onto horizontal plane (starting from the centers of corresponding cells), or by trajectories which are lines approximating individual directions of axes of principal deformations at each point. Other maps showed the so-called lines of maximum shear deformation [Jaeger, Cook, 1971] whose directions at each point are bisectors of angles between axes of principal deformations of shortening and lengthening.

One more parameter, the Lode-Nadai coefficient, characterizing the type of deformations, was evaluated by the formula:

$$\mu_k = 2 \frac{E_2 - E_3}{E_1 - E_3} - 1 \quad (4)$$

where  $E_1$ ,  $E_2$  and  $E_3$  are maximum lengthening, intermediate deformation and maximum shortening, respectively. Independently of whatever the type of deformation is, the Lode-Nadai coefficient may vary from  $-1$  for uniaxial lengthening up to  $+1$  for uniaxial shortening. Deformation of real geological medium is much more complicated, and the deviatoric part of a deformation state is characterized by fractional values of the Lode-Nadai coefficient. Thus, it is possible to say either about a dominating lengthening (lengthening along the  $E_1$  axis accompanied by shortening along the axes  $E_2$  and  $E_3$ ), or about dominating shortening (shortening along the axis  $E_3$  accompanied by lengthening along the axes  $E_1$  and  $E_2$ ), or about dominating shear deformation ( $|E_1| \sim |E_3| \gg |E_2|$ ). Another normalization applied allowed to balance significance of each elementary volume. To do this, components of tensor  $E_{lm}$  (formula 5) were divided by the sum of seismic moments of earthquakes within each elementary volume.

For some cases we calculated the plane deformation of the Earth's crust. Applicability of such an approach to examination of the STD was successfully demonstrated by S.L.Yunga [Юнга, 1990, 1996] and Yu.L.Rebetsky [1996; Ребецкий, 1999]. The calculations gave orientations of deformations of maximum shortening and minimum shortening (relative lengthening) in horizontal plane, shown in the maps as lines each referred to the centre of a cell and oriented in azimuths of the relevant axes of deformation.

**4.2. Seismotectonic deformation of the Earth's crust of Alpine-Himalayan belt.** To calculate components of the STD tensors in the Earth's crust of Alpine-Himalayan orogen (the region is limited by  $30^\circ\text{E}$  and  $104^\circ\text{E}$ , and by  $26^\circ\text{N}$  and  $46^\circ\text{N}$  west of  $64^\circ\text{E}$  and  $26^\circ\text{N}$  and  $56^\circ\text{N}$  east of  $64^\circ\text{E}$ ), we used the catalogs of focal mechanisms mentioned in Chapter 2. As a whole we involved into our analysis more than 2000 earthquakes with magnitude  $M \geq 5$ . We divided it into elementary areas

along parallels and meridians by two ways: first, by cells,  $1^\circ$  by  $1,25^\circ$  in size, not overlapping, and second, by cells,  $3^\circ$  by  $3,75^\circ$  in size with  $1^\circ$  and  $1,25^\circ$  of overlapping. The second way provided, naturally, more smoothed pattern.

In each cell the following parameters were evaluated: orientation of principal axes of lengthening  $C_1$ , shortening  $C_3$  and intermediate deformation  $C_2$ , the Lode-Nadai coefficient, and orientation of axes of maximum shortening  $EH_2$  and minimum shortening (relative lengthening)  $EH_1$  in a horizontal plane. As Figure 16 shows, the  $C_3$  axes in the STD field strike mostly north-south, and only within some minor sites they are oriented differently, in some cases subvertically. The  $C_1$  and  $C_2$  axes (Fig. 17) are much more unstable varying both in azimuth of extension and in angle of dip. The Lode-Nadai coefficient (Fig. 16) indicates mainly shear deformation, that is, approximate equality of lengthening and shortening. Figures 18 and 19 show the alignments of the  $EH_1$  and  $EH_2$  axes. At first glance, the field of horizontal deformations looks a little bit different, and more complicated than in 3-dimensional representation, but it should not be missed that  $EH_1$  here not always corresponds to  $C_1$  of Figure 17, and  $EH_2$  to  $C_3$  in Figure 16. In some cells, depending on alignment, magnitude and sign of intermediate deformation  $C_2$ , it is just this deformation which turns out to be most typical for a plane deformation replacing thus  $C_1$  or  $C_3$ .

#### **4.3. Seismotectonic deformation of the Earth's crust of the Pamirs and adjacent territories.**

The detail examination of the STD field was conducted for the territory between  $36^\circ\text{N}$  and  $41^\circ\text{N}$ , and  $67^\circ\text{E}$  and  $75^\circ\text{E}$ . It includes southern Tian Shan, the Afghan-Tadjik depression, the Pamirs and northern Hindu Kush. We used the Catalog of focal mechanisms of earthquakes (530 events with magnitude  $M \geq 4$  which occurred in 1955–1991), as well as information about parameters of a long-term seismic activity kindly submitted to us by R.S.Mikhailova [Ризниченко и др., 1982; Ризниченко, 1985].

The region under study was divided into elementary windows,  $1^\circ \times 1^\circ$  in size and  $0,3^\circ$  of overlapping. In each window the alignments of maximum shortening and lengthening, and extension of lines of maximum shear deformations were calculated (Figs. 20–22). As Figure 20 shows the maximum shortening is subhorizontal all over the region, and almost everywhere is oriented either N–S or SE–NW. The trajectories of maximum shortening either make a kink or change direction when crossing a zone of about E–W-trending faults that bound the southern Tian Shan structures in the south. A small area in the Afghani Badakh Shan territory displays an abnormal, SW–NE, orientation of maximum shortening. Several faults join there, what may be the cause of more complicated deformation state. The alignments of a maximum lengthening are more various (Fig. 21). Both subhorizontal and subvertical trajectories are observed. The latter are characteristic for the Southern Tian Shan, Afghani Badakh Shan and western part of the Afghan-Tadjik depression.

The field of lines of maximum shear deformation (Fig. 22) is characterized by two pairs of preferred directions (about NS and WE most clearly expressed in the centre and northeast part of the region, and NW and NE in southeast and northern parts of region), and at places rather well correlates with trends of main geological faults or their segments. At the same time, the diagonal direction of lines of maximum shear deformation in the northern and central Pamirs coincides with the about NE–SW strike of young fault zone mapped by the geologists: all these areas of coincidences were previously found to be seismogenic structures of the first order [Бабаев и др., 1976, Ачилов и др., 1985]. The N-trending lines of maximum shear deformation in the territory of the Afghan-Tadjik depression correspond to an extension of ruptures of the higher orders which also are active seismogenic structures.

The coincidences revealed may be not casual. They may be the evidence that active faults are parallel to the planes of maximum shear deformations in regional field of tectonic deformations. Seismotectonic deformation of actual geological medium are determined not only by general



tectonic processes, but also by local properties of this medium, that is: presence or absence of geological faults, their orientation, sense of motion, character of block structure. In other words, relationships between geological structures and seismotectonic deformation may be revealed only, when appropriate degree of smoothing of the latter is chosen.

One way to test these conclusions lies in the the solution of the inverse problem: determination of the sense of fault movements by the STD field calculated by the data on earthquake mechanisms in the vicinity of the fault. This implies the transformation of a tensor of STD from coordinate systems connected with its principal axes to the system represented by the strike and dip of the fault fragment plane, and its normal. Formulas for such transformation are well known and are not given here. Figure 23 is the schematic representation of fault trends, areas of earthquakes epicenters whose seismic moment tensors were summarized, directions of horizontal displacement along the faults calculated, directions the faults dip, and of the direction of shortening (in the coordinate system of a fault), length of an arrow shown proportional to dip angle of an axis. In most cases, calculated and geologically shown sense of fault movements are in a good agreement, except the eastern E–W-trending segment of the Darvas-Alai fault zone, where right-lateral strike-slip motion calculated has not been found by geological means.

**4.4. Seismotectonic deformation of the Earth's crust in the Ghissar valley and adjacent territories.** The more detailed examinations of the STD field were carried out for the area between 38°N and 39°N, and 68.5°E and 70.25°E. The region includes central and northern parts of the Afghan-Tadjik depression, the Ghissar valley and its mountain surrounding. The mechanisms of 1100 earthquakes (more than 90 % from a total number of events with  $M=2.8-5.0$  for the time interval between 1955 and 1983) ensuring rather high statistical representation of data were used.

At the first stage, the character of deformation of all the region taken as one macrovolume was explored. The tensor of STD was obtained by summarizing the seismic moments of 34 earthquakes with  $M \geq 5$ . As shown by Soboleva O.V. [Соболева, 1988], its parameters are stable in space and time, *i.e.*, the tensor in the region under examination indicates the regional deformation. The character of deformation is close to shear (the Lode-Nadai coefficient is 0,17), that is, the combination of individual displacements in the earthquake sources causes lateral shortening of seismically active layer in the NW–SE direction (N38°W) and its almost the same thickening with minor elongation in the NE–SW direction. The magnitude of seismotectonic deformation along the principal axes is of the order of  $0,1 \times 10^{-8}$ . The planes of maximum shear deformation are steep and stretch SW–NE or about W–E.

The local STD fields were calculated for two scale levels. The field of the first scale level, describing the deformation of separate parts of the entire seismically active layer of the crust, was calculated by the data on earthquakes with  $M=2.8-5.0$ ; the volumes for which seismic moment tensors were summed up were  $30 \times 30 \times 30$  km in size. The field of the second level describing the deformation of parts of separate seismic horizons, each of 5 km in thickness, was calculated by earthquakes with  $M=2.8-3.5$  and volumes of  $22 \times 22 \times 5$  km. In both cases elementary adjacent volumes overlapped each other with 0.5 of their linear size in latitude and longitude.

The parameters of the first level deformation are represented in Figure 24. The trajectories of maximum shortening are subhorizontal and stretch SE–NW almost in all the region, except its northeaster part where the trajectories look like focusing. On the contrary, the trajectories of maximum lengthening often change their orientation in the horizontal plane and dip (from subhorizontal to subvertical). The lines of maximum shear deformation show four dominating trends. Correlation between the STD fields and geology of the region leads to the following tentative conclusion. Rather weak and plastic rocks of the Afghan-Tadjik depression, being pressed between rigid blocks of the southern Tian Shan, in the north, and the Pamirs, in the southeast, swell

up and spread towards SW and NE. Planes of maximum shear deformation in regional field parallel trends (E–W and NE–SW) of major regional faults.

The regional deformation state as described serves as a background for the composite structure of local fields. These local fields can not be always easily interpreted, and only some of their features seem quite explicable. The most interesting among them is the focusing of trajectories of maximum shortening in the northeast of the region. Geological faults of different orders joining produce a strongly fractured zone there. Apparently, the presence of such a zone may explain the composite character of the trajectories.

The parameters of deformation fields of the second scale level are shown in Figures 25–27. Though some of the common may be seen in each local deformation field, their structure at different depths rather strongly differs and they do not become more homogeneous with depth. Some of the features are depth-independent, others are characteristic to definite depth intervals. It is seen well in the maps of trajectories of main deformation (Fig. 25).

The maps of Lode-Nadai coefficients (Fig. 26) show that the relations between values of principal deformations are even more differentiated than their trajectories, and vary even in limits of the areas with identical direction of the latter. Most various is the spatial distribution of the coefficients in upper layer. With depth growing the pattern becomes more regular, and the homogeneous zones looks as if aligning with the lines of geological faults.

Field of lines of maximum shear deformations (Fig. 27) is also complicated. Some of its features remains the same throughout the whole thickness of the seismic layer, others make its separate horizons differ. To correlate the fields of lines of maximum shear deformations at different depth with the trends of geological faults seen in the land's surface we assumed that the geological faults are mostly vertical or steep. The correlation revealed that a single fault may break into segments seen in different depth levels of the field of maximum shear deformation. It is only the Iliak-Vakhsh and Ghissar-Kokshaal faults, and considerable parts of some other faults, that can be traced all along their length at depth of 15 km and deeper. Probably, such correspondences show that a fault may be at definite time interval active just with its fragments, and not entirely. At the same time, depth-dependent character of the field of deformation seems to support the idea of tectonic layering of the lithosphere, not only of its relatively deep parts, but of the upper Earth's crust, too.

**4.5. Hierarchical properties of seismotectonic deformation.** Let's analyze deformation fields in the Pamirs, Afghan-Tadjik depression and Southern Tien Shan obtained with different degree of averaging of earthquake seismic moments from a point of view of hierarchical nature of many processes in geological medium [Гзовский, 1975; Николаев, 1982; Осокина, 1986; Садовский и др., 1987].

First, it is worth reminding once more that the regional STD field (data on most strong earthquakes) is characterized by southeast orientation of maximum shortening and about east-west and northeast-southwest orientation of planes of maximum shear. This is in good agreement not only with geotectonic situation in the region under study, but also reflects the general structural regularity in all the Central Asian orogenic belt [Макаров и др., 1982]. The spatial structure of the STD field is a composition of local fields whose properties depend on the degree of averaging. Naturally, the field of the first scale level appears most smoothed, and the field of the second level displays some features which can not be revealed with averaging by larger volumes.

O.V.Soboleva [Соболева, 1988] showed that, with all the difference between different-scale STD fields, an average orientations of axes of principal deformations in these fields are about the same and strike close to directions of axes in a regional field. There are also some features that appear at any scale of averaging. They are SE–NW-directed maximum shortening, coinciding with overall compression, alignment of lines of maximum shear deformations with the trends of separate

fragments of geological faults, and the geological faults exert on the field of trajectories of principal deformations.

To understand why some parameters of different-scale STD fields are so stable we used the diagrams of fractal dimensions [Mandelbrot, 1983]. Its sense is reduced to the following. If there are some elements with the same characteristic parameter found at different scale levels, and dependence of their number versus their size appears linear in double logarithmic scale then the system these elements constitute is hierarchic. Classic examples of such systems in seismology are the recurrence graph of earthquakes and distribution of seismicity on the Earth's surface [Садовский и др., 1984].

Analysing the STD fields of different scale levels O.V.Soboleva [Соболева, 1988] constructed the diagram of dependence of number of volumes with identical (in given limits) orientation of principal axes of deformations from the size of volume (Fig. 28). It was found that the diagram remained linear in a rather big range of the sizes (from  $9 \times 9 \text{ km}^2$  up to  $76 \times 76 \text{ km}^2$ ). This means that the same orientation of axes which is characteristic to one cell in a particular scale level can always be found in some number of cells in the next scale level. As the simple count shows 70–90 % of earthquakes occurred within those cells.

In conclusion it can be pointed out that the STD fields are organized into hierarchical pyramid – the larger the averaging cell is the smoother and simpler fields of deformation tend to become. Mean characteristics of local fields in all scale levels reflect the orientation and type of regional deformations, which in their turn are in agreement with the general structural pattern of the Alpine-Himalayan orogenic belt as a whole.

## **Chapter 5. Comparison of different sources of information on recent geodynamic characteristics in the region**

The axes of principal shortening  $C_3$  in the field of the STD tensors strike mostly north–south, i.e. they are oriented in general similarly to the  $M_3$  axes of the tectonic deformation. However, there are essential differences between their orientation in the eastern flank of Qaidam, the eastern Tien Shan, the eastern Sayans, the southern Caspian Sea and the central Black Sea regions. The directions of the principal lengthening  $C_1$  and intermediate  $C_2$  axes of the STD are more variable than the  $M_1$  and  $M_2$  axes of the tectonic deformation. These differences can be explained partly by inaccuracy of the data and partly by the short period of instrumental seismicity (some earthquakes are related to secondary small faults that have not been identified and taken into account in our calculation of tectonic deformation). But there is a principal difference: earthquake rupture is characterized often by the bigger vertical component of motion and by corresponding deviation of principal axes of deformation relative to the tectonic motion and deformation in the same fault zones. The additional vertical component can be contributed by some local sources of stress field, such as crustal irregularities and chemical transformations in rocks [Иванова, Трифионов, 1993, 1998; Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994]. Another principal source of differences between the active fault data on recent tectonic deformation and the STD is the geological irregularities that produce local variations of the tectonic deformation field, but decrease in the depth, where the STD contribution is the most essential. The differences of recent tectonic deformation and the STD decrease, if we compare the orientation of the relative deformation axes in the horizontal plane (Figs. 12, 13, 17, 18). In some places differences of the recent tectonic deformation and the STD can be also a result of decollement tectonics.

It is interesting to compare the results of studying the deformation effects of active faulting and the STD with the third source of information on recent deformation, namely the repeated geodetic measurements, mainly carried out by the GPS technology. They are similar with the geodynamic analysis of active faults, representing a behaviour of the same upper layer of the Earth's crust, and

they are similar with the seismological data, representing the tectonic situation only of the last decades.

The geodetic data on the Indian-Eurasian collision region are not joined to the common network. But we can combine the data into two geotraverses. The western cross-section strikes from the Western Tien Shan via a junction of the Tien Shan and the Pamirs to the Himalayas. The minimum total transverse shortening along the cross-section sum: the shortening of the Western Tien Shan (up to 5 mm/year) [Макаров и др., 1996]; the shortening of the boundary zone between the Pamirs and the Tien Shan (20 mm/year) [Pevnev et al., 1975; Кучай и др., 1978] together with squeezing of rocks to the west out of the most compressed area (20–30 mm/year) [Певнев и др., 1978; Гусева и др., 1993]; and shortening in the Main Boundary Fault and Frontal Thrust zones of the Himalayas (10–15 mm/year) [Valdiya, 1986]. The sum is about 5 cm/year. The eastern cross-section strikes from the Central Tien Shan via the western Kunlun and Tibet to the Himalayas. The minimum total transverse shortening is a sum of the Central Tien Shan shortening (15–20 mm/year) [Hager et al., 1996; Abdrakhmatov et al., 1996]; the shortening along the eastern side of the Karakorum fault (about 17 mm/year); and the shortening in the southern slope of the Himalayas (10–15 mm/year) [Valdiya, 1986]. The sum is 4.5–5 cm/year. Thus, the transverse shortening is 4.5–5 cm/year in the Indian-Eurasian collision region by the geodetic data. The shortening by active fault data ( $3 \pm 1$  mm/year), is less, but it become equal, being increased by effects of microdeformation around major fault zones and recent folding that give up to 20–30 % of total shortening.

The GPS network of the Arabian-Eurasian collision region includes the northern flanks of the African and Arabian plates, the Caucasus, the Anatolian plate, and the Aegean basin [Drewes, Geiss, 1990; Reilinger, Barka, 1997; Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000]. The results of the GPS measurements show not less, than 20 mm/year of the shortening in the Arabian-Eurasian interaction area. The northern drift of the Arabian plate of the Arabian plate produces also the outter-clock rotation of the Anatolian plate with rates about 24 mm/year in the eastern part and up to 32 mm/year in the Aegean basin. The rotation is realized by sleep in the wide belt with the North Anatolian fault zone in the central part. The increase of the rotation rates in the Aegean depends on additional lengthening of the basin by the upper mantle diapir [Трифонов, 1999]. The drift to the SSW in the Aegean basin produces thrusting in the Crete-Helen arc. It is combined with the contrary subduction of the African plate with rate 5–5 mm/year. These geodetic data correspond (with taking into the account microdeformations around major faults) to the results of active fault studies of the region [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Трифонов, 1999].

So, the geodetic data, as well as the geodynamic analysis of active faulting show that the rates of the transverse shortening of the part of the Alpine-Himalayan orogenic belt under discussion decrease to the west (because of location of the southern plates rotation poles in the west) and change sharply in the Chaman-Darvaz and Levant-East Anatolian fault systems. The rates in the Indian-Eurasian collision region reach 4–5 cm/year and decrease up to 2–2.5 cm/year in the Arabian-Eurasian collision region and less than 1 cm/year in the Mediterranean.

## **Conclusion**

Three sources of information and groups of techniques were used in this paper to calculate parameters of recent geodynamics of the Earth's crust in the central segments of the Alpine-Himalayan belt. They are: calculation of the deformation by using geological and geomorphological techniques for identification, definition and mapping of active faults; calculation of the deformation by using focal mechanisms and other parameters of crustal earthquakes; and estimation of the deformation by repeated geodetic measurement data (first of all, the GPS technology). Each of the sources has its advantages and limitations, because they represent geodynamics of different layers of the crust during different time intervals. As a whole, the results of our studies show a process of the

recent collision deformation. The process is initiated by relatively simple kinematics of the plate interaction, that is transformed to complex variations of the deformation field because of structural irregularities of different ranks. The deformation field is different in different layers of the crust and probably undergoes temporal variations.

We propose to combine these three groups of techniques to receive the three dimension information on recent geodynamics of the Earth's crust with estimating temporal variations of their parameters during the last thousands years. An analysis of structural pattern and kinematics of active faults can be used to create the regional network of the GPS observation points, joined with stations of the global IGS (International GPS Service) system. In its turn, the regional network must be combined with the local networks of the GPS or ground geodetic observations in major active fault zones. The local network data together with geological and seismological studies of the fault zone activity give a possibility to estimate the contemporary behaviour of such zone (correlation of creep and accumulation of elastic deformation) and finally to forecast a strong earthquake [Певнев, 1999]. Relative displacements of the GPS points of observation give data to calculate parameters of the contemporary deformation in the region as a whole or its different parts. The deformation field can be essentially detailed by taking into account characteristics of Late Quaternary tectonic deformation: a distribution of active faults, rates of motion on them, and effects of recent folding. Such combined calculation will be resulted by the field of tensor of deformation rates in the upper part of the Earth's crust. Calculation of the STD, differentiated by depths, if possible, give a possibility to compare the field in the sufficial layer and deformation in the dipper parts of the crust, i.e. to calculate the three-dimension field of deformation. It will be the contemporary field, characterizing the last decades geodynamics. Its changes during the Holocene can be estimated by analysing historical seismicity, paleoseismicity and variations of fault activity, as well as comparison of the contemporary field with the Late Quaternary field of deformation, calculated by using active fault data.

# Сводный каталог активных разломов областей Индийско-Евразийской и Аравийско-Евразийской коллизии

## General catalog of active faults of regions of the Indian-Eurasian and Arabian-Eurasian collision

### Пользование каталогом

Сводный каталог содержит данные об активных разломах региона между 30–104° в.д. и 26–46° с.ш. к западу от 64° в.д. и 26–56° с.ш. к востоку от него. Каталог представляет собой последовательность из 15 региональных каталогов по отдельным провинциям:

1. Восточное Средиземноморье;
2. Анатолия;
3. Армения;
4. Кавказ и Крым;
5. Азербайджан и Южный Каспий;
6. Иран;
7. Копетдаг;
8. Туранская плита и Казахский щит;
9. Тянь-Шань;
10. Памир;
11. Афганистан и Пакистан;
12. Гималаи;
13. Китай;
14. Монголия и Западное Прибайкалье;
15. Алтае-Саянская область.

Каталоги провинций состоят из следующих частей:

1. Карта активных разломов провинции с их номерами в каталоге. Если на какой-то части карты разломов слишком много, для него сделана карта-врезка, контур которой показан на основной карте.

2. Основной каталог разломов провинции имеет номер, соответствующий номеру провинции, и содержит следующие столбцы:

**№** – номер разлома – дробь, в числителе которой порядковый номер разлома (начиная с 1 в каждой провинции), а в знаменателе – номер провинции.

**Name** – название (или названия) разлома, если оно есть. Разломы могут объединяться в зоны с общим названием.

**$\gamma$ ,  $\lambda$**  – широта и долгота концов разлома.

**t** – индекс времени последнего проявления активности разлома и здесь же символ скрытого глубинного разлома. Разломы подразделяются на: 1 – исторические и современные; 2 – активные в позднем плейстоцене и голоцене ( $Q_3$ – $Q_4$ ) – последние 0,1 млн лет; 3 – активные в среднем плейстоцене ( $Q_2$ ) – 0,7–0,1 млн лет; 5 – активные в  $Q_2$  и возможно активные в  $Q_3$ – $Q_4$ ; 6 – глубинные разломы, активные в  $Q_2$ – $Q_4$  и выраженные на поверхности лишь косвенными признаками.

**v** – индекс скорости ( $V$ ) движений. Разломы подразделяются на: 1 –  $V \geq 5$  мм/год; 2 –  $5 > V \geq 1$  мм/год; 3 –  $V < 1$  мм/год; 4 –  $V \ll 1$  мм/год (только для платформенных разломов).

**Se** – тип движений по разлому: T – надвиг (не круче 45°); R – взброс (круче 45°); N – сброс; D – правый сдвиг; S – левый сдвиг; E – раздвиг; FL – флексура; TH – поверхностное продолжение глубинной периокеанической сейсмофокальной зоны; M – океанический

трансформный разлом; U – тип не известен. Возможна комбинация символов (DN, R>S, E>>D, TR и т.д.). Для предполагаемого типа смещения символ дается в скобках: (D), S(R) и т.д. Последнее относится и ко всем другим приводимым в каталогах сведениям.

**Up** – поднятое крыло разлома с вертикальным смещением (+NE, +S и т.д.)

**R** – достоверность данных о разломе (A – высокая, B – средняя, C – низкая).

**Re** – источник информации (указывается номером и снабжен примечанием, помещенным после каталога и позволяющим найти соответствующую ссылку в списке литературы).

**NN** – номера перечисленных ниже каталогов-приложений, в которых содержатся дополнительные сведения о разломе (если они есть).

3. Каталог-приложение N.1 (N – номер провинции) «Признаки активности разлома и способы датирования смещений» содержит следующие столбцы:

**№** – номер разлома;

**Sign** – признаки активности, включая поверхностное выражение скрытого разлома, и способы датирования смещений. Символами указаны следующие признаки активности разлома:

– *Геологические и геоморфологические*: OD – смещение или деформация молодых отложений; OF – смещение или деформация молодых форм рельефа; OC – смещение или деформация русел, долин и т.п.; OT – смещение или деформация террас, конусов выноса и т.п.; DC – контрастное изменение состава и/или мощности молодых отложений; SP – глубинное молодое смещение по данным сейсмопрофилирования.

– *Сейсмологические, сейсмотектонические и геофизические*: HC – цепочка гипоцентров землетрясений; FM – данные о механизмах очагов землетрясений; ER – современное или историческое сейсмогенное смещение; PS – данные о палеоземлетрясениях;

GD – геофизические данные, интерпретируемые как свидетельства молодого перемещения по разлому в относительно глубокой части земной коры или мантии.

– *Геодезические и исторические*: RG – данные повторных геодезических наблюдений, включая GPS; HR – смещения искусственных и природных объектов по историческим или археологическим данным.

– *Вулканические*: VC – молодые цепочки вулканов.

– *Гидротермальные и гидро-геохимические*: HT – современная гидротермальная активность; PH – признаки позднечетвертичной гидротермальной активности; MV – грязевые вулканы и данные об аномально высоких пластовых давлениях; GA – современные газовые и гидро-геохимические аномалии.

– *Косвенные геологические*: CE – концентрация оползней и других экзогенных следствий современной геодинамической активности; SM – активная флексура или линейная цепь складок над скрытым разломом.

– *Дистанционные*: SI – линейная деформация рельефа, различимая на космическом снимке или топографической карте; RS – линейная деформация рельефа, различимая на аэрофотоснимках; RM – спектрометрические аномалии, интерпретируемые как проявление современной геодинамической активности.

*Поверхностное выражение* скрытого разлома указано символами: PC – резкое различие новейшего структурного рисунка в крыльях; FL – флексура; FZ – молодая складчатая зона; EC – эшелонированное расположение структур сжатия; ET – эшелонированное расположение структур растяжения; CF – повышенная трещиноватость; CL – концентрация оползней и т.п.; GA – газовые и гидро-геохимические аномалии.

*Методика датирования* смещений по разлому (как и других проявлений его активности) указана символами: KA – K-Ar; PM – палеомагнитная; TC – тефрохронологическая; TM –

термолюминисцентная; CR – радиоуглеродная; LH – лихенометрическая; HI – историческая; AR – археологическая; IN – инструментальная (геодезическая или сейсмологическая); GC – геологическая корреляция с датированными объектами; MC – геоморфологическая корреляция с датированными объектами.

4. Каталог-приложение N.2 «Наклоны плоскостей разломов» содержит следующие столбцы:

**№** – номер разлома.

**An-As** – угол наклона и его направление (может не указываться). *Примеры:* 48 NE или 67 NN или 64.

**Site** – часть разлома, где проведены измерения, может быть пустой или заполнена одним из следующих способов: координаты ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) пункта наблюдений; координаты ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) окончаний сегмента, где падение определено; часть разлома, где падение определено (N, E, NE, SW и т.д.).

5. Каталог-приложение N.3 «Амплитуды и скорости перемещений по разломам» содержит следующие столбцы:

**№** – номер разлома.

**Md** – амплитуды смещений, в м. Указывается тип смещения (те же символы, что и в столбце **Se** основного каталога) и его минимальные и максимальные величины или только одно значение, если эти величины совпадают, а также отношение компонент смещения. Для одного разлома может приводиться несколько значений для разных компонент, за разные отрезки времени и/или в разных частях разлома. *Примеры:* D50 100 или V4 5, где V – вертикальное смещение, или D/N=5/1. Символ\* используется для геодезически измеренных амплитуд смещений, а символ\*\* – если они определены сейсмологическими методами.

**T** – время перемещений. Оно может быть указано в годах или геологическими символами: Q2 – средний плейстоцен (700000–100000 лет назад) или его части (Q21 – ранняя, Q22 – поздняя); Q3 – поздний плейстоцен (100000–10000 лет назад) или его части (Q31 – ранняя, Q32 – поздняя); Q4 – голоцен (последние 10000 лет) или его части (Q41 – ранняя, Q42 – поздняя).

**V** – средняя скорость перемещений V, в мм/год. Указывается тип смещения (те же символы, что и в столбце **Se** основного каталога) и минимальные и максимальные значения скорости или только одна величина, если эти значения совпадают. *Примеры:* VS5 10 или VT0.2. Как и для **Md**, может приводиться несколько значений. В том же смысле, что и для **Md**, используются символы \* и \*\*.

**Site** – часть разлома, где проведены измерения **Md** или **V**, может быть пустой или заполнена одним из следующих способов: координаты ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) пункта наблюдений; координаты ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) окончаний сегмента, где **Md** или **V** определены; часть разлома, где **Md** или **V** определены (N, E, NE, SW и т.д.).

6. Каталог-приложение N.4 «Сейсмические проявления в зонах разломов» содержит следующие столбцы:

**№** – номер разлома.

**Seis** – магнитуа M или интенсивность I (минимальное и максимальное значения или только одно, если они совпадают) и название землетрясения.

**Date** – дата события.

$\gamma$ ;  $\lambda$  – координаты эпицентра.

**H** – глубина гипоцентра.



**Add** – дополнительные сведения, включая данные о сейсмогенном разрыве, слабой сейсмичности (WE), сейсмогенных оползнях и обвалах (LS CO) и периоде повторяемости землетрясений.

7. Каталог-приложение N-5 «Прочие сведения о разломах» содержит два столбца:

**№** – номер разлома.

**Data** – сведения. Особыми знаками обозначены уточненный возраст последних проявлений активности (те же символы, что и в столбце **T** приложения N.3) и нарушенный разломом слой литосферы (S – осадочный чехол; UC – верхняя часть консолидированной коры; LC – нижняя часть коры, M – мантия; возможна комбинация символов: UC, (LC) и т.д.).

### **Guide to the Catalog**

The General catalog represents data on active faults in the region, bounded by 30–104°E and 26–46°N to the west of 64°E and 26–56°N to the east of it. The General catalog contains 15 catalogs of the following provinces:

1. Eastern Mediterranean;
2. Anatolia;
3. Armenia;
4. Caucasus and Crimea;
5. Azerbaijan and Southern Caspian;
6. Iran;
7. Copet Dagh;
8. Turanian plate and Kazakh shield;
9. Tien Shan;
10. Pamirs;
11. Afghanistan and Pakistan;
12. Himalayas;
13. China;
14. Mongolia and western Baikal region;
15. Altai-Saian region.

Catalog of every province contains the following parts:

1. A map of active faults of the province with their numbers in the catalog. If there are too many faults in some area, it is shown in more detailed map, contoured in the map of the province.

2. A main catalog of the province has its number and contains the following columns:

**№** – number of the fault is fraction where numerator is number of the fault in the province and denominator is number of the province.

**Name** – name (or names, if several) of the fault.

**$\gamma, \lambda$**  – latitude and longitude of the fault terminations.

**t** – numeral, showing the age of last manifestations of the fault activity. Faults are differentiated to: 1 – historical and contemporary; 2 – active in Late Pleistocene and Holocene (Q<sub>3</sub>–Q<sub>4</sub>) – the last 0.1 mln. years; 3 – active in Middle Pleistocene (Q<sub>2</sub>) – 0.7– 0.1 mln. years ago; 5 – the Q<sub>2</sub> activity is proved and the Q<sub>3</sub>–Q<sub>4</sub> activity is inferred; 6 – deep-seated faults, active in Q<sub>2</sub>–Q<sub>4</sub> and manifested only indirectly in the land surface.

**v** – numeral, showing a rate V of the fault motion. The faults are differentiated to: 1 –  $V \geq 5$  mm/year; 2 –  $5 > V \geq 1$  mm/year; 3 –  $V < 1$  mm/year; 4 –  $V \ll 1$  mm/year (only for the platform faults).

**Se** – sense of motion on the fault: T – thrust (not steeper than 45°); R – reverse (steeper than 45°); N – normal; D – dextral; S – sinistral; E – extension; FL – flexure; TH – surface termination of the deep-seated peri-oceanic seismic zone; M – oceanic transform fault; U – unknown. The combined

symbols (DN, R>S, E>>D, TR, etc.) are possible. The symbol in brackets means inferred sense of motion: (D), S(R), etc. Brackets are used by the same manner also in other parts of the catalog.

**Up** – uplifted side of the fault with vertical offset (+NE, +S, etc.).

**R** – reliability of the data presented (A – high, B – mediate, C – low).

**Re** – source of the information on the fault (it is shown by numerals that are explained in the footnote; all references are represented in the «Bibliography»).

**NN** – numerals of appendixes with additional data on the fault (if they exist).

3. Appendix N.1 (N is number of the province) «Manifestations of fault activity and methods of offset dating» contains the following columns:

**№** – number of the fault.

**Sign** – signs of the fault activity (including surface manifestations of the buried fault) and methods of dating of fault motion. The signs are shown by the following symbols:

– *Geological and geomorphologic*: OD – offset or deformation of young deposits; OF – offset or deformation of young topographic features; OC – offset or deformation of channels, valleys, and so on; OT – offset or deformation of terraces, alluvium fans, and so on; DC – contrast change of composition and/or thickness of young deposits; SP – deep-seated young offset deduced with seismic profiling.

– *Seismological, seismotectonic and geophysical*: HC – chain of earthquake hypocentres; FM – indicates that there are data about sense and magnitudes of displacement, derived from focal mechanisms; ER – recent or historical seismic ruptures; PS – records of paleoseismicity; GD – geophysical data, interpreted as indicating recent fault motion in the relatively deeper parts of the Earth's crust or the mantle.

– *Geodetic and historical*: RG – data from repeated geodetic measurements, including GPS; HR – offsets of artificial or natural objects, detected by using historical or archaeological data.

– *Volcanic*: VC – young volcanic chain or fracture.

– *Hydrothermal and hydro-geochemical*: HT – present-day hydrothermal activity; PH – signs of Late Quaternary hydrothermal activity; MV – mud volcanoes and data on the abnormally high layer pressure; GA – recent gas and hydro-geochemical anomalies.

– *Indirect geological*: CE – concentration of landslides and other exogenous consequences of recent geodynamic activity; SM – active flexure or linear fold system above the buried fault.

– *Remote sensing*: SI – linear deformation of topography seen on space images or topographic maps; RS – linear deformation of topography seen on aerial photos; RM – spectrometric anomalies interpreted as manifestations of recent geodynamic activity.

*Surface manifestations* of the buried faults are shown by the following symbols: PC – sharp difference of the young structural pattern on the sides of the fault; FL – flexure; FZ – young folded zone; EC – en echelon located structures of compression; ET – en echelon located structures of extension; CF – higher fracturing; CL – concentration of landslides, etc.; GA – gas and hydro-geochemical anomalies.

*Methods of dating* of fault motion (as well as of other manifestations of fault activity) are shown by symbols: KA – K-Ar; PM – paleomagnetic; TC – tephrochronological; TM – thermoluminescent; CR – radiocarbon; LH – lichenometric; HI – historical; AR – archaeological; IN – instrumental (geodetic or seismological); GC – geological correlation with dated formation; MC – geomorphological correlation with dated formation.

4. Appendix N.2 «Dip of faults» contains the following columns:

**№** – number of the fault.

**An-As** – dip and direction of the dip (the latter can be absent). *Examples*: 48 NE or 67 NN or 64.

**Site** – site of observations may be shown by one of the following ways: coordinates ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) of the site; coordinates ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) of terminations of the fault segment, where the dip was measured; a part of the fault, where the dip was measured (N, E, NE, SW, etc.).

5. Appendix N.3 «Magnitudes and rates of motion on faults» contains the following columns:

**N<sub>o</sub>** – number of the fault.

**Md** – offsets, in meters. A sense of the offset (by the same symbols, as it made in **Se** of the main catalog) and its minimum and maximum values (only one value, if they are equal) as well as ratio of components of synchronous displacements are shown. *Examples*: D50 100 or V4 5 (V is vertical offset) or D/N=5/1. Several values can be represented for different components, different time intervals and different parts of the same fault. The symbol \* is used after the magnitudes, if they have been determined by repeated geodetic measurements, and symbol \*\* is used for the magnitudes, determined by seismological techniques.

**T** – time of displacement may be written in years or by geological symbols: Q2 – Middle Pleistocene (700,000–100,000 yrs ago) or its parts (Q21 – Earlier, Q22 – Late); Q3 – Late Pleistocene (100,000–10,000 yrs ago) or its parts (Q31 –Earlier, Q32 – Late); Q4 – Holocene (the last 10,000 yrs) or its parts (Q41 – Earlier, Q42 – Late).

**V** – average rate of V, D, S, T, R, N or E fault slip, in mm/year. *Examples*: VS5 10 or VT0.2.

Symbols \* or \*\* are used by the same way, as it made for the **Md**.

**Site** – site of measurement of **Md** or **V** may be shown by one of the following ways: coordinates ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) of the site; coordinates ( $\gamma$ ,  $\lambda$ ) of terminations of the fault segment, where **Md** or **V** were measured; a part of the fault, where **Md** or **V** were measured (N, E, NE, SW, etc.).

6. Appendix N.4 «Seismic manifestations in the fault zone» contains the following columns:

**N<sub>o</sub>** – number of the fault.

**Seis** – Magnitude or intensity of the earthquake (for example, M5 5.5) and its name.

**Date** – Date of the event (for example, 30.04.1923).

$\gamma$ ;  $\lambda$  – Coordinates of the epicentre.

**H** – Depth of the hypocentre.

**Add** – Additional data on the earthquake, including data on the seismic rupture (length, magnitude, strike and sense of the offset), weak seismicity (WE), seismic landslides and rockfalls (LS CO), and recurrence interval, in years.

7. Appendix N.5 «Other data on faults» contains 2 columns:

**N<sub>o</sub>** – number of the fault.

**Data**, including symbols for the corrected age of last manifestations of the fault activity (the same, as in **T** of Appendix N.3) and faulted layers of the lithosphere (S – sedimentary cover; UC – upper crust; LC – lower crust; M – mantle; combination is possible: UC, (LC), etc.).

## Литература

1. *Абдрахматов К.Е.* Тектонические движения позднего плейстоцена – голоцена территории Республики Кыргызстан: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Бишкек: Ин-т геологии НАН Респ. Кыргызстан, 1995. 34 с.
2. *Агамирзоев Р.А., Трифонов В.Г.* Молодые разломы и сейсмичность Юго-Восточного Кавказа // Известия АН СССР. Физика Земли. 1977. № 8. С.98–106.
3. Алтай-Саянская горная область: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 416 с.
1. *Аристархова Л.Б.* Геоморфологическая карта Аральского региона, 1:500000, с Объяснительной запиской. М.: МГУ, Геогр. фак-т, 1989.
2. *Аристархова Л.Б., Варущенко А.Н., Игнатов Е.В. и др.* Новая геоморфологическая карта Аральского региона и ее геоэкологические аспекты // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1991. № 1. С.64–80.
4. *Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов Западной Сибири (тектоника и нефтегазоносность). М.: Наука, 1977. 102 с.
5. *Афанасьев Ю.Т., Маркевич В.П.* Разрывные нарушения в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Проблемы нефтяной геологии. 1972. Вып.3. С.135–160.
6. *Афоничев Н.А., Шлыгин А.Е.* Тектоника Джунгарского Алатау // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. 154 с.
7. *Ачилов Г.Ш., Бабаев А.М., Мирзоев К.М., Михайлова Р.С.* Сейсмогенные зоны Памира // Геология и геофизика Таджикистана. №1. Душанбе: Дониш, 1985. С.117–138.
8. *Бабаев А.М., Мирзоев К.М.* Сейсмогенные зоны Таджикистана // Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С.105–118.
9. *Бабак В.И.* Новейшая структура Казахского щита // Геотектоника. 1969. № 6. С.86–99.
10. *Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.М., Чепкунас Л.С.* Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическими строениями районов // Физика Земли. 1996. №3. С.33–52.
11. *Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Проблемы континентальной коллизии: Современный коллизионный пояс Загроса // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.36–39.
12. *Белокуров В.С.* Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники Черноморской впадины // Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976. С.11–21.
13. *Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.
14. *Богданович К.И., Карк И.М., Корольков В.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геол. ком. НС. 1914. Т. 89. С.1–170.
15. *Бондаренко П.М.* Проявление новейших движений в Акташском рудном узле и практическое значение их изучения // Изв. Алтай. отд. Геогр. об-ва СССР. 1965. Вып.5. С.25–28.
16. *Бондаренко П.М.* О рифтовом происхождении некоторых озерных впадин // Природа и ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1969. С.82–85.
17. *Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
18. *Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 143 с.

19. Буртман В.С., Скобелев С.Ф., Сулержицкий Л.Д. Таласо-Ферганский разлом: Современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т.296, № 5. С.1173–1176.
20. Вдовин В.В. Следы землетрясений в Белино-Бусийнгольской впадине Восточной Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С.68–72.
21. Вознесенский А.В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии // Мат. отд-ния физ. географии Геогр. об-ва СССР. 1962. Вып.1. 51 с.
22. Войтович В.С. История развития Джунгарского глубинного разлома // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 6. С.88–100.
23. Войтович В.С. Новейшие горизонтальные движения по Джунгарскому разлому и их роль в развитии рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5.
24. Войтович В.С. Новейшие горизонтальные движения земной коры // Природа. 1967. № 8.
25. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. 192 с.
26. Гапич В.А., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М. Сейсмодислокации Южного Казахстана. Алма-Ата: Ин-т сейсмологии АН Каз.ССР, 1989. 51 с. (Деп. в ВИНТИ, 1989, № 2420-В89).
27. Генералов П.П. О позднекайнозойских проявлениях складчатости нагнетания и сдвиговых дислокациях в Западной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С.15–25.
28. Геологическая карта СССР. Н.С. М-45. М-б 1:1000000. М.: Аэрогеология. 1978.
29. Геология СССР. Т.9. Северный Кавказ. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 759 с.
30. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
31. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренсова и В.П.Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
32. Голинский Г.Л., Кондорская Н.В., Захарова А.И. и др. Каспийское землетрясение 6 марта 1986 г. // Землетрясения в СССР в 1986 г. М.: Наука, 1988. С.58–77.
33. Гончаров В.П. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 158 с.
34. Горелов С.К., Курбанов М., Тагиев В. Геоморфологические исследования на Ашхабадском геофизическом полигоне // Современные движения земной коры, № 4. М.: ВИНТИ, 1968. С.155–166.
35. Гориков Г.П. Землетрясения Туркмении. М.;Л: Изд-во АН СССР, 1947. 63 с.
36. Гохберг М.Б., Рогожин Е.А., Гусева Т.В. и др. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов // Геотектоника. 1988. № 5. С.3–14.
37. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
38. Гроссгейм В.А. О влиянии тектонических движений на современную гидрографическую сеть восточной части Куринского прогиба // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1949. Т.81, вып.1. С.17–25.
39. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
40. Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Светодальномерные измерения на Гармском геодинамическом полигоне // ДАН. 1993. Т.330, № 4. С.476–479.
41. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С.7–25.

42. *Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура полей современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т.312. № 4. С.830–835.
43. *Гущенко О.И., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. и др.* Региональный стресс-мониторинг и механизм деформирования земной коры Кавказо-Иранской сейсмоактивной области // Механизм структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С.165–166.
44. *Гущенко О.И., Цветкова Н.Ю.* Взаимосвязь тектонических полей напряжений разных структурных уровней (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 6. С.23–30.
45. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. М.: Наука, 1981. 260 с.
46. *Девдариани Н.А., Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Калинин В.В.* Строение верхней части осадочного чехла Гудаутской банки (Черное море) // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1992. № 6. С.74–80.
47. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
48. *Демин А.Н.* Развитие геологических структур юга Восточной Сибири и основные эпохи формирования разломов // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1976. С.4–28.
49. *Дергунов А.Б.* Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С.99–110.
50. *Джикия В.М.* Результаты изучения современных движений на побережье Черного моря (Колхидская равнина) по данным повторного нивелирования // Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. С.88–91.
51. *Диденко-Кислицина Л.К.* Новейшая тектоника Джунгарского Алатау // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. С.1–164.
52. *Дотдугев С.И.* Карта динамических систем разрывных нарушений Центрального Кавказа. М-б 1:500000. Ессентуки: ПГО «Севкавгеология», 1982.
53. *Дубинский А.Я.* Геологическая карта и схема тектонического районирования фундамента Предкавказья в масштабе 1:1000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
54. *Думитрашко Н.В., Лиленберг Д.А., Будагов Б.А.* Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
55. *Дучков А.Д., Казанцев С.А., Селегей В.В. и др.* Геотермические исследования на Телецком озере // Геология и геофизика. 1980. № 4. С.111–118.
56. *Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И.* Сейсмическое районирование территории Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С.79–90.
57. *Зайцев Н.С.* О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола // ДАН СССР. 1947. Т.7, № 9. С.931–934.
58. *Заузолков В.Ф., Несмелова Н.М., Петрук В.А. и др.* О рельефе, строении и возрасте материкового склона Керченско-Таманского сектора Черного моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С.39–49.
59. *Захаров С.А.* О характере неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С.3–19.
60. *Зеленков П.Я.* Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С.28–42.

61. *Зубович А.В.* Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии: Автореф. дис... канд. Физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 26 с.
62. *Зыбин В.А.* Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтай. отд. Геогр. об-ва СССР. 1969. Вып.9. С.17–26.
63. *Зятькова Л.К.* Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1973. 174 с.
64. *Зятькова Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
65. *Иванова Т.П.* Применение космогеологических методов в сейсмоструктурных исследованиях // Исслед. Земли из космоса. 1984. № 4. С.46–52.
66. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Сочетание дистанционных и наземных методов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. Т.5. М.: ВИНТИ, 1976. С.114–122.
67. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // ДАН. 1993. Т.331, № 5. С.587–589.
68. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Сейсмогенерирующие свойства верхнекорового слоя // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т.1. М.: ГЕОС, 1998. С.219–222.
69. *Карапетян Н.К.* Механизм очагов землетрясений Ленинканского региона // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1987. № 1. С.33–40.
70. *Караханян А.С.* Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-Малокавказского орогена: Дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1995.
71. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8000000 / Под ред. В.Г.Трифорова. М.; Иркутск: ГУГК, 1986.
72. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8000000. Объяснительная записка / Под ред. В.Г.Трифорова. М.: ГИН РАН, 1987. 50 с.
73. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. М-б 1:2500000 / Под ред. Н.А.Логачева. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982.
74. Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали. М-б 1:3000000 / Под ред. Н.А.Логачева. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983.
3. Карта неотектоники Сибири. М.-Новосибирск: СО АН СССР, Мингео СССР, М-во высш. и спец. сред. обр. РСФСР, 1992.
75. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. М-б 1:2500000 / Под ред. Н.А.Флоренсова и И.П.Варламова. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1978.
4. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-б 1:5000000 / Под ред. Н.И.Николаева. М.: Мингео СССР, 1979.
76. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. М-б 1:1500000 / Под ред. А.Г.Золотарева и П.М.Хренова М.: Мингео СССР, 1982.
77. Карта разломов территории СССР и соседних областей / Под ред. А.В.Сидоренко. М.: Недра.1978.
78. Карта разломов юга Восточной Сибири. М-б 1:1500000 / Под ред. П.М.Хренова. М.: Мингео СССР, 1982.
79. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории Казахстана / Под ред. В.М.Сигалова. М.: ГУГК, 1985.
80. Карта современных вертикальных движений территории СССР. М.: ГУГК, 1992.
81. *Кетин И.* Орогеническая эволюция территории Турции // Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965. С.318–327.

82. *Кирова Т.В.* О четвертичных тектонических разрывах Рудного Алтая // *Материалы ВСЕГЕИ.* 1956. Вып.8. С.300–304.
83. *Кленов В.И.* Плейстоценовая тектоника Западного Саяна и Западной Тувы // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1966. № 6. С.50–54.
84. *Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К.* Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981.
85. *Когошвили Л.В.* Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 220 с.
86. *Когошвили Л.В.* О развитии неотектонического рельефа Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 308 с.
87. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе М.: Научный мир, 1997. 314 с.
88. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1964. № 7. С.59–69.
89. *Коробков А.Г., Николаев В.Г.* Илякский разлом по данным сейсморазведки // *Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР.* М.: Наука, 1990. С.48–53.
90. *Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли.* М.: Наука, 1985. 174 с.
91. *Космическая информация в геологии.* М.: Наука, 1983. 536 с.
5. *Космотектоническая карта Арало-Каспийского района. М-б 1:2500000.* М.: Мингео СССР, 1978.
92. *Костров Б.В.* Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1974. № 1. С.23–41.
93. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
94. *Курдин Н.Н.* Новейшая тектоническая структура южного склона Юго-Восточного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1991. 18 с.
95. *Курдюков К.В.* Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау // *Природа.* 1953. № 12. С.100–102.
96. *Курдюков К.В.* Лепсинский взброс – современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1956. № 5. С.22–28.
97. *Курскеев А.К., Тимуш А.В.* Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алма-Ата: Наука, 1987. 158 с.
98. *Кучай В.К.* Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
99. *Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В.* О современных тектонических движениях в зоне Вахшского надвига // *ДАН СССР.* 1978. Т.240, № 3. С.673–676.
100. *Кучай В.К., Трифонов В.Г.* Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // *Геотектоника.* 1977. № 3. С.91–105.
101. *Леви К.Г., Шерман С.И.* Карта неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири // *Региональная неотектоника Сибири.* Новосибирск: Наука, 1983. С.39–44.
102. *Леглер В.А., Пржиялговская И.А.* Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // *Строение литосферных плит. Взаимодействие плит и образование структур земной коры.* М.: ИО АН СССР, 1979. С.125–188.



103. *Лилиенберг Д.А.* Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана // Материалы совещ. по изучению четвертичного периода. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.472–482.
104. *Лис Дж.М.* Современные движения на Среднем Востоке // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С.274–281.
105. *Ломоносов И.С., Пампура В.Д.* Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С.71–77.
106. *Лукина Н.В.* Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1983. № 52. С.29–41.
107. *Лукина Н.В.* Морфология и кинематика Чингиз-Нарымского разлома (Южный Алтай) по дистанционным и наземным наблюдениям // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях: Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1987. С.42.
108. *Лукина Н.В.* Алтае-Саянская область новейшего горошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988<sub>а</sub>. С.276–326.
109. *Лукина Н.В.* Использование аэрокосмических средств при изучении кинематики современных движений по разломам Байкальской рифтовой зоны // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988<sub>б</sub>. С.45–51.
110. *Лукина Н.В.* Активные разломы северной части Монгольского Алтая (методы изучения, морфология, кинематика и геодинамическое значение) // Активные разломы: Методы изучения, морфология, кинематика и геодинамика. Тез. Всесоюз. шк. «Тектоника, геодинамика и металлогения Урала», М.; Иркутск, 1989. С.17–19.
111. *Лукина Н.В.* Новейшая структура Дархатской котловины Монголии // Геотектоника. 1990<sub>а</sub>. № 3. С.98–100.
112. *Лукина Н.В.* Рельеф горного пояса юга СССР как индикатор новейших вертикальных и горизонтальных движений // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990<sub>б</sub>. С.84–90.
113. *Лукина Н.В.* Молодой грабен Телецкого озера // Природа. 1991. № 2. С.56–64.
114. *Лукина Н.В.* Современные тектонические процессы на границах микроплит Южной Сибири и Северной Монголии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С.127–134.
115. *Лукина Р.В.* Активные разломы зоны сочленения Сибирской платформы и Алтае-Саянской горной области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71. № 5. С.25–32.
116. *Лукина Н.В., Лялько В.И., Макаров В.И. и др.* Предварительные результаты спектрометрического исследования зон разломов Файзабадского и Фрунзенского полигонов // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 6. С.82–92.
117. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.34–112.
118. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
119. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
120. *Макаров В.И., Кожурин А.И., Нгуен Чонг Ием, Нгуен Динь Ту.* Новейшая тектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления // Геотектоника. 1988. № 1. С.69–79.
121. *Макаров В.И., Трапезников Ю.А., Сквородкин Ю.П. и др.* Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов // Современные

- изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С.7–50.
122. *Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. и др.* Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
123. *Малахов В.Д.* Морфология разломов на границе гор и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1987. № 10. С.78–84.
124. *Маловицкий Я.П., Терехов А.А.* Новые сведения о структуре мезокайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ) // Морская геология и геофизика. 1972. № 3. С.94–112.
6. *Маркевич В.М., Афанасьев Ю.Т.* Тектоника мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы нефтяной геологии. 1972. Вып.3. С.123–135.
125. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
126. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмаров С.У. и др.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.99–105.
127. *Милашин А.П.* К вопросу о тектонике Черноморской мегавпадины // Геол. журн. 1978. Т.38, № 6. С.124–128.
128. Морфоструктура нефтегазоносных областей УССР. Киев: Наук. думка, 1974.
129. *Мострюков А.О., Петров В.А.* Каталог механизмов очагов землетрясений 1964-1990 гг. // М.: Мат. МЦДБ РАН, НГК, 1994. 88с.
130. *Мухин А.С., Кузнецов В.А.* Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1939. № 1. С.49–52.
131. *Мушкетов И.В.* Верненское землетрясение 9 июня 1887 г. // Тр. Геол. ком. 1890. Т.10, № 1. С.1–154.
132. *Мячкин В.И., Осокина Д.М., Цветкова Н.Ю.* Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений // Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1982. С.3–24.
133. *Нариманов А.А.* Позднеплиоценовое геологическое развитие западного шельфа Южного Каспия // Каспийское море: Проблемы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С.110–113.
134. *Несмеянов С.А.* Основные черты неструктурного районирования Северо-Западного Кавказа // ДАН СССР. 1986. Т.291, № 6. С.1449–1453.
135. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
136. *Несмеянов С.А., Измайлов Я.А.* Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
137. *Никитченко И.И.* Западно-Джунгарский (Солдатайский) сдвиг // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 283 с.
138. *Николаев В.В., Демьянович М.Г.* Основные черты сеймотектоники Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Результаты научных исследований ИЗК в 1973 г. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1974. С.105–108.
139. *Николаев В.В., Демьянович М.Г.* Сеймотектоника Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С.42–48.
140. *Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С.106–116.

141. *Николаев П.Н.* Системный подход в анализе и картировании полей тектонических напряжений // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1982. С.18–35.
142. *Николаев П.Н.* Методика тектодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
143. *Никонов А.А.* Молодое складкообразование в центральной части Афгано-Таджикской депрессии // Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1970. С.241–248.
144. *Никонов А.А.* Современные, голоценовые и сеймотектонические дислокации в Южно-Тянь-Шаньской сейсмической зоне (Таджикистан) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 12. С.71–76.
145. *Никонов А.А.* Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т.50, № 2. С.5–23.
146. *Никонов А.А.* Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане // Геотектоника. 1988. № 6. С.113–121.
147. *Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.* Сеймотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
148. *Никонов А.А., Веселов И.А., Ваков А.В.* Деформации древних ирригационных каналов как показатели сеймотектонических движений по крупным зонам разломов северного фланга Памира // Прогноз больших сейсмических воздействий. Вопр. инж. сейсмологии. 1984. Т.25. С.137–147.
149. *Никонов А.А., Шолохов В.В.* Геологические и геоморфологические признаки молодого правого сдвига в зоне Центрально-Устюртского разлома // ДАН. 1995. Т.345, № 6. С.786–790.
7. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н.А.Флоренсова и И.Р.Варламова. М.: Недра, 1981. 239 с.
150. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В.Кондорской и Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977. 356 с.
151. *Обручев В.А.* Происхождение Телецкого озера // Природа. 1916. № 11. С.1321–1322.
152. *Осокина Д.Н.* Иерархическая структура тектонического поля напряжений, выделение полей различных уровней и особенности взаимосвязи между ними // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С.47–59.
153. *Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С.74–119.
154. *Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука. 1980. С.187–206.
155. *Островский А.Б.* Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между Анапой и устьем р.Шахе): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Ростов н/Д: СКГУ, 1968. 18 с.
156. *Островский А.Б.* Палеогеографические критерии корреляции основных этапов новейшей геологической истории внутриконтинентальных бассейнов. Рига: Балтика, 1974. Вып.5. С.171–180.
157. *Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др.* Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С.61–68.

158. *Палиенко В.П.* Карта неотектоники юго-запада СССР. Объяснительная записка // Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР. М.: Наука, 1988<sub>а</sub>. С.39–57.
159. *Палиенко В.П.* Некоторые общие закономерности неотектоники Украины // Сейсмопрогностические исследования на территории Украины. Киев: Наукова думка, 1988<sub>б</sub>. С.96–106.
160. *Палиенко В.П.* Эндодинамические условия формирования современного рельефа Украины: Автореф. дис... д-ра геогр. наук. Киев, 1990. 39 с.
161. *Парфенов В.Д., Анохина Е.Н., Ременяк Д.М.* Разрывные смещения и альпийские поля напряжений участка Чиркейского гидроузла. М.: Гидропроект, 1991. 30 с.
162. *Певнев А.К.* Деформационный (геодезический) метод в проблеме прогноза землетрясений: Дис... д-ра техн. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1998. 48 с.
163. *Певнев А.К., Гусева Т.В., Одинов Н.Н., Сапрыкин Г.В.* Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С.86–92.
164. *Пейве А.В., Руженцев С.В., Буртман В.С., Суворов А.В.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С.156–172.
8. *Петров С.Е., Плещеев И.С.* О некоторых особенностях тектонического развития юго-восточной части Тумгачинской антиклинали, Мангышлак // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 1. С.40–51.
165. *Пешков В.М.* К вопросу о происхождении подводных каньонов восточного побережья Черного моря // Океанология. 1983. Т.23, № 2. С.291–299.
9. *Пинхасов Б.И.* Новейшая тектоника Южно-Аральского региона. Ташкент: Фан, 1984. 180 с.
166. *Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М.* Разрывные нарушения Керченского полуострова // Геол. журнал. 1989. № 5. С.40–46.
167. *Плахотный Л.Г., Чир Н.М.* Горностаевский поперечный разлом (Керченский полуостров) // Геотектоника. 1973. № 3. С.116–121.
168. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др.* Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
10. *Попков В.И.* Тектоника западной части Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992. 186 с.
169. *Пустильников М.Р., Кара В.И., Терехов А.А., Шиманский А.А.* О строении подводной окраины Большого Кавказа // Геотектоника. 1980. № 1. С.96–105.
170. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В.* Землетрясения Крымско-Черноморского региона. Киев: Наук. думка, 1989. 190 с.
171. *Рагозин Л.А.* К вопросу о происхождении Телецкого озера // Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1958. № 3. С.109–114.
172. Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
173. *Раницман Е.Я.* Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С.3–16.
174. *Расказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
175. *Растворова В.А.* Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с ее сейсмичностью // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. С.255–260.
176. *Растворова В.А., Щербакова Е.М.* Роль разрывных нарушений и формирование рельефа восточной части Скалистого хребта Большого Кавказа // Вестник МГУ. Сер.4, Геология. 1960. № 4. С.46–51.
177. *Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб.3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С.35–70.

178. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб.5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С.57–107.
179. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С.95–107.
180. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.106–111.
181. *Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Докл. РАН. 1997. Т.354, № 1. С.101–104.
182. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН СССР. 1999. Т.369, № 3. С.392–395.
183. *Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2001. Т.76, вып.4. С.27–35.
184. *Рейснер Г.И.* Стратиграфическое значение находки овернского мастодонта в долине р.Подкумок (Предкавказье) // ДАН СССР. 1986. Т.289, № 6. С.943–947.
185. *Ризниченко Ю.В.* Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С.34–47.
186. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии: Избр. тр. М.: Наука. 1985. 408 с.
187. *Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А. и др.* Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С.90–104.
188. *Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др.* Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С.75–81.
189. *Ружич В.В.* Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики ее формирования: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972. 23 с.
190. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
191. *Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г.* Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С.3–16.
192. *Сахатов В.З.* Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С.14–25.
193. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П.Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
194. Сейсмическое районирование Улан-Батора. М.: Наука, 1971. 205 с.
195. Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975.
196. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
197. *Семов В.Н., Куликов В.И., Гасанов И.С.* Строение Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин // Земная кора континентальных окраин и окраинных морей. М.: Наука, 1975. С.84–96.
198. *Соболева О.В.* Деформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений: Дис... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР. 1988. 290 с.
199. *Соколовский В.В.* Теория пластичности. М.; Л.: Гостехтеориздат, 1950. 396 с.

200. Солоненко В.П., Тресков А.Л., Жилкин В.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
201. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Сильнейшие землетрясения Большого Кавказа // Природа. 1974. № 6. С.34–47.
202. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. / Под ред. Н.В.Кондорской и В.И.Уломова. М.: ОИФЗ РАН, 1994. <http://WWW.SSGIS.RU/> / System of Data Bases.
203. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. 180 с.
204. Тамразян Г.П. О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8. С.20–36.
205. Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974. 166 с.
206. Тектоническая карта Кавказа. М-б 1:1000000, 1974 г., с Объяснительной запиской / Под ред. П.Д.Гамкрелидзе. Тбилиси: Марциереба, 1975.
207. Тектоно-формационная карта Алтае-Саянской складчатой области. М-б 1:1000000 / Под ред. А.Л.Яншина. М.; Новосибирск: Мингео СССР - СНИИГГИМС, 1969.
208. Терехов А.А., Мамошина К.Н., Москаленко Э.П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря // Геотектоника. 1973. № 1. С.113–120.
209. Терехов А.А., Шимкус К.М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины // Геотектоника. 1989. № 1. С.72–79.
210. Трифонов В.Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага) // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. Т.5. М.: ВИНТИ, 1976. С.103–113.
211. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
212. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С.16–26.
213. Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С.144–160.
214. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 253 с.
215. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С.3–16.
216. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В. и др. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского пояса // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ИОГГМ, 1998. С.85–94.
217. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В. и др. Современная геодинамика области Аравийско-Евразийской коллизии // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С.126–135.
218. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В. Активные разломы Евразии: Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С.174–195.
219. Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С.46–60.
220. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: РАН, 1993. С.196–206.

221. *Трифонов В.Г., Макаров В.И.* Активные разломы (Монголия) // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С.239–272.
222. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Кожурин А.И. и др.* Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
223. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф.* Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С.81–90.
224. *Трифонов В.Г., Певнев А.К.* Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С.374–401.
225. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др.* Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С.63–75.
226. *Трифонов В.Г., Эль-Хаир Ю.* Библейская легенда глазами геологов // Природа. 1988. № 8. С.34–45.
227. *Туголесов Д.А.* Современная структура Черноморской впадины // Сов. геология. 1976. № 7. С.72–86.
228. *Туголесов Д.А.* Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. М-б 1:1500000. М.: ГУГК, 1989.
229. *Филин В.И.* Прикладная механика твердого деформируемого тела. Т.1. М.: Наука, 1975. 832 с.
230. *Финько Е.А.* Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Семапалатинск–Алма-Ата // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 121 с.
231. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
232. *Хаин В.Е., Григорьянц Б.В., Исаев Б.М.* Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т.41, № 2. С.5–23.
233. *Хаин В.Е., Кац Я.Г., Семинский А.Т.* Тектоническая зональность и главные черты современной структуры Альпийского пояса Восточного Средиземноморья и Ближнего Востока // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 3. С.3–17; № 4. С.11–17.
234. *Хилько С.Д., Балжинням И.* Морфоструктура и сеймотектоника Северной Монголии // Сеймотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С.165–175.
235. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.
236. *Хромовских В.С.* Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
237. *Цирихева Э.М.* Блоковая тектоника и оруденение. М.: Недра, 1983. 167 с.
238. *Чедия О.К.* Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозойе. Фрунзе: Илим, 1973. С.3–25.
239. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
240. *Чернов А.А.* Строение предплиоценовых отложений Южного Каспия // Каспийское море: Проблемы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С.104–110.
241. *Чернов Г.А.* Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С.57–73.

242. *Чернов Г.А.* К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С.6–27.
243. *Чернов Г.А., Зеленков П.Я.* Сейсмогеология области Тувинских поднятий // Там же, 1978. С.58–68.
244. *Чипизубов А.В., Серебренников С.П.* Сдвиговые палеосейсмодислокации Восточного Саяна // ДАН. 1990. Т.311, № 2. С.446–450.
11. *Шарапов А.И., Нурманов А.М., Плещеев И.С., Токарев В.П.* Тектоника Тяуб-Карагана (пов Мангышлак) и его перспективы на нефть и газ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т.55, № 4. С.9–14.
245. *Шебалин Н.В., Крестников В.Н., Рустанович Д.Н. и др.* Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года // Землетрясения в СССР в 1970 г. М.: Наука, 1973. С.28–49.
246. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным // Физика Земли. 1999. № 9. С.3–18.
247. *Шерман С.И.* Разломы Байкальской рифтовой зоны (структурный и тектонофизический анализ): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1975. 62 с.
248. *Шерман С.И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.5–26.
249. *Шерман С.И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Тектоника Сибири. Т.11. Строение земной коры востока СССР в свете современных тектонических концепций. Новосибирск: Наука, 1982. С.35–40.
250. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Горизонтальные движения земной коры на флангах Байкальской рифтовой зоны и современная гидротермальная деятельность // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ГКНТ, 1976. С.100–101.
251. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С.7–18.
252. *Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
253. *Широкова Е.И.* Некоторые закономерности процессов в очагах землетрясений и напряженное состояние центральной и восточной частей Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса // Физика Земли. 1985. № 7. С.25–41.
254. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
12. *Шульц С.С., мл.* Концентрические сводовые структуры восточной части Туранской плиты по космическим снимкам // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С.182–184.
13. *Шульц С.С., мл.* Концентрические сводовые структуры Приуралья и Кызылкумов на космических снимках, полученных с пилотируемой орбитальной станции «Салют» // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. Т.2. М.: ВИНТИ, 1974. С.88–89.
255. *Шульц С.С., мл.* Земля из космоса. Л.: Недра, 1984. 115 с.
256. *Щерба И.Г.* Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т.53, № 4. С.23–34.
257. *Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С.14–23.
258. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.



259. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С.37–58.
260. Яковлев С.А. К вопросу о происхождении Телецкого озера // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т.17, № 4/5. С.3–13.
261. Янишин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т.52, № 5. С.42–69.
262. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. Vol.384. P.450–453.
263. Aki K. Generation and propagation of G-waves from Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2: Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G-waves spectrum // Bul. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1966. Vol.44, N 1. P.73–88.
264. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bul. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol.86, N 8. P.1041–1057.
265. Allen C.R., Gillespie A.R., Han Yuan et al. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Bul. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol.95, N 6. P.686–700.
266. Allen C.R., Luo Zhuoli, Qian Hong et al. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China // Bul. Geol. Soc. Amer. 1991. Vol.103, N 9. P.1178–1199.
267. Ambraseys N.N. The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September 1, 1962: A Field Rep. // Bul. Seism. Soc. Amer. 1963. Vol.53, N 4. P.705–740.
268. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. 1970. Vol.9. P.143–165.
269. Ambraseys N.N. Studies in historical seismicity and tectonics // Geodynamics today. L.: Royal Soc. Publ., 1975. P.7–16.
270. Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake engineering and structural dynamics. 1988. Vol.17. P.1–105.
271. Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol.96, N 3. P.311–333.
272. Ambraseys N.N., Melvill C.P. A history of Persian Earthquakes // Cambridge Earth Sci. Ser. N.Y.: Cambridge N.Y. Press, 1989. 219 p.
273. Armijo R., Tapponnier P. Late Cenozoic Right-Lateral Strike-Slip Faulting in Southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol.94, N B3. P.2787–2838.
274. Armijo R.R., Tapponnier P., Mercier J.L., Han T. Quaternary extension in southern Tibet. Field observations and tectonic implication // J. Geophys. Res. 1986. Vol.91. P.13803–13872.
275. Atlas of Active Faults in China (Chinese working group of the Project 206, UNESCO). Beijing: Seismol. Press XI'AN Cartographic Publ. House, 1989. 118 p.
276. Balassanian S., Ashirov T., Chelidze T. et al. Seismic hazard assessment for the Caucasus test area // Ann. Geofis. 1999. Vol.42, N 6. P.1139–1152.
277. Barka A.A. The North Anatolian fault zone // Ann. Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to vol.6. P.164–195.
278. Barka A.A., Kadinsky-Cade K. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity // Tectonics. 1988. Vol.7, N 3. P.663–684.
279. Barka A., Saroglu F., Emre O., Kuscu I. Active Faults of Turkey // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol.5, N 3. P.413–421.

280. *Ben-Avraham Z., Tibor G.* Structure and tectonics of the Eastern Cyprean Arc // Abst. of 7<sup>th</sup> EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to No.1. P.254.
281. *Berberian M.* Contribution on the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey of Iran. 1976. Part 1: 517 p. 1977; Part 2: 278 p.
282. *Berberian M.* Natural hazards and the First earthquake catalogue of Iran, vol.1. Tehran: IIEES Publ., 1994. 604 p.
283. *Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A. et al.* The Rudbar-Taron earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bul. Seism. Soc. Amer. 1992. Vol.82, N 4. P.1726–1755.
284. *Bingol E.* Geological map of Turkey. Scale 1:2000000. Ankara: MTA, 1989.
285. *Ding Guoyu.* Active Faults in China // A collection of papers of international symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). Beijing: Seismol. Press, 1984. P.225–242.
286. *Ding Guoyu, Lu Yanchou.* A preliminary discussion on the status of recent intraplate motions in China // Kexue Tongbao. 1988. Vol.33, N 1. P.52–57.
287. *Drewes H., Geiss E.* Modellierung geodynamischer Deformation in Mitteleuropa // Satellitengeodasie. Weihelm: VCH Verlagsgesellschaft mbH. 1990. Vol.D-6940. P.335–349.
288. *Dubertret L., Dunand M.* Les gisements ossiferes de Khirbet El-Umbashi et de Hebariye (Safa) // Ann. Archeologique de Syrie, Damascus. 1954–1955. Vol.IV-V. P.59–76.
289. *El Isa Z.H.* Seismicity of Wadi Araba-Dead Sea region // Geology of the Arab World. Cairo: Univ. Publ., 1992. P.245–255.
290. *Freund R.* A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times // Geol. Mag. 1965. Vol.102, N 3. P.189–205.
291. *Gardosh M., Reches Z., Garfunkel Z.* Holocene tectonic deformation along the western margins of the Dead Sea // Tectonophysics. 1990. Vol.180, N 1. P.123–137.
292. *Gaudemer Y., Tapponnier P., Turcotte D.L.* River offsets across active strike-slip faults // Ann. Tectonicae. 1989. Vol.3, N 2. P.55–76.
293. Geological map of Syria / Ponikarov V. (Ed.). Damascus: Ministry of Industry, 1964.
294. *Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. Vol.180. No.1. P.1–14.
295. *Hager B., King R., Murray H.* Measurement of crustal deformation using the global positioning system // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. Vol.19. P.351–382.
296. *Hessami Kh.T., Jamali F.H.* Active faulting in Iran // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol.5, N 3. P.403–412.
297. *Holcombe C.J.* Intraplate wrench deformation in Iran, Afghanistan and Western Pakistan // Geol. Rdsch. 1978. Bd.67, H.1. S.37–48.
298. *Horowitz A.* The Quaternary of Israel. N.Y.: Acad. Press, 1979. 394 p.
299. *Hosbayar P., Trifonov V.G.* Active faults in Mongolia // 29th IGC Abstracts. Vol.1. Kyoto, 1992. P.75.
300. *Ioffe A., Govorova N., Volchkova G., Trifonov R.* Data base of active faults for the USSR area // Geoinformatics. 1993. Vol.4, N 3. P.289–290.
301. *Ioffe A.I., Kozhurin A.I.* Database of active faults of Eurasia // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol.5, N 3. P.431–435.
302. *Jackson J., McKenzie D.* The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // Geophys. J. 1988. Vol.93, N 1. P.45–73.
303. *Jeager J.C., Cook N.G.* Fundamentals of Rock Mechanics. London: Charman and Hall Ltd. 1971. 516 p.

304. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G.* Relationship of Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // *Terra Nova*. 1997. Vol.9. P.131–134.
305. *Kidd W.S.F., Molnar P.* Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica-Royal Society Geotraverse of Tibet // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. Vol.327 A. P.337–363.
306. *Kiratzi A.A.* A study of the active crustal deformation of the North and East fault zones // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5. EUG VII, Strasbourg, abstract supplement to N 1. P.260.
307. *Kuscu I., Erendil M.* Some field observations on the North Anatolian Fault // *Research on Quaternary crustal movement and earthquake prediction*. Japan, 1988. P.35–58.
308. *Li Jijun.* The uplift of the Qinghai-Xizang plateau and its effect on the environment of China // *Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991*. P.194.
309. *Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas. Scale 1:4 000 000 / Ma Xingyuan (Ed. in Chief).* Editorial Board of the Atlas of the Lithospheric Dynamics of China. Beijing: State Seismol. Bureau, 1986.
310. *Liu Q., Avouac P., Tapponnier P., Zhang Q.* Field evidence for Holocene and active faulting in western Qangtang // *Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991*. P.210.
311. *Liu Q., Tapponnier P., Bourjot L., Zhang Q.* Kinematics of recent faulting along the Muji-Tashgorgan graben, northern extension of the Karakorum fault // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5. EUG VII, Strasbourg, abstract supplement to N 1. P.261.
312. *Lukina N.V.* Dating of the Quaternary basalts of the Eastern Sayans by geomorphological correlation // *Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991*. P.224.
313. *Makarov V.I., Scobelev S.F., Trifonov V.G. et al.* Plutonic structure of the Earth's crust on space images // *Proc. of the Ninth Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment*. Ann Arbor, 1974. Vol.1. P.369–437.
314. *Mandelbrot B.* *The fractal geometry of Nature*. San. Francisco: W.H.Freeman and Co., 1982. 468 p.
315. *Map of major active faults of China. Scale 1:6,000,000.* Beijing: State Seismol. Bureau, 1992.
316. *McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol.105, N B3. P.5695–5719.
317. *McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt, the Aegean Sea and surrounding regions // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol.55. P.217–254.
318. *Min Longrui, Yin Zhanguo.* The main tectonic events of Quaternary in China // *Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991*. P.239.
319. *Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M.* Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // *Tectonophysics*. 1975. Vol.29, N 1/4. P.281–301.
320. *Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol.89, N B7. P.6203–6227.
321. *Morner N.-A.* Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // *Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Special Proc. Review reports*. Beijing, 1991. P.78–80.
322. *Nakata T.* Active faults of the Himalaya of India and Nepal // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1989. No.232. P.243–264.
323. *Nakata T, Kizaki K.* Active faults of the Nepal Himalayas and their tectonic significance // *Dehradun: Intern. Sympos. on Neotectonics in South Asia, Feb.18-21, 1986*. P.127–136.
324. *Nakata T., Tsutsumi H., Khan Sh.H., Lawrence R.D.* Active faults of Pakistan. Hiroshima: Reaserch Center for Regional Geography, Hiroshima Univ., 1991. 144 p.

325. *Ni J.F., Guzman-Speziale M., Bevis M. et al.* Accretionary tectonics of Burma and the three-dimensional geometry of the Burma subduction zone // *Geology*. 1989. Vol.17. P.68–71.
326. *Nikonov A.A.* Active Faults: Definition and Identification Problems // *Research on active faults*, 4. Beijing: Seismol. Press, 1995. P.140–152.
327. *Nikonov A.A., Sholokhov V.V.* Active faults of the Touran Platform // *J. Earthquake Predict. Res.* 1996. Vol.5, N 3. P.383–393.
328. *Nowroozi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East // *Bul. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol.62, N 3. P.832–850.
329. *Okumura K.* Quaternary system and crustal movements in south-western Anatolia, Turkey - a preliminary report // *Res. on Quaternary crustal movement and earthquake prediction*. Japan, 1988. P.17–29.
330. *Oral M.B., Toksoz M.N., Reilinger R.* GPS measurements and finite elements modelling of present-day tectonic deformation in the Eastern Mediterranean // *AGU chapman conf. on time dependent positioning: Modelling crustal deformation*. Annapolis, 1991 (Oral presentation).
331. *Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V.* Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien-Shan // *Tectonophysics*. 1975. Vol.29, N 1/4. P.429–438.
332. *Quennell A.M.* Tectonics of the Dead Sea rift // *Assoc. de Servicios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956*. Mexico, 1959. P.385–405.
333. *Randall M.J.* Elastic multipole theory and seismic moment // *Bul. Seismol. Soc. Amer.* 1971. Vol.61, N 5. P.1321–1326.
334. *Rebetsky Yu.L.* Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stress and seismotectonic deformations // *J. Earthquake Predict. Res.* 1996. Vol.5, N 4. P.557–573.
335. *Reilinger R., Barka A.* GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times // *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997. P.91–108.
336. *Saroglu F.* Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. of pure and applied sciences*. 1988. Vol.21, N 1/3. P.65–79.
337. *Saroglu F., Emre O., Kuscu I.* Active fault map of Turkey. Scale 1:1 000 000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor., 1992.
338. *Saroglu F., Yilmaz Y.* Geology of the Karliova region. Intersection of the North Anatolian and East Anatolian transform faults // *Bul. Tech. Univ., Istanbul*. 1991. Vol.44. P.475–493.
339. *Seeber L., Armbruster J.G., Quittmeyer R.C.* Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc // *Zagros, Hindukush, Himalayas: Geodynamic evolution*. AGU Geodyn. Ser. 1981. Vol.3. P.215–242.
340. Seismotectonic map of the Middle East. Scale 1:2500000. Tehran: Iran Geograph. Co., 1992.
341. *Sengor A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol.75, N 1. P.181–241.
342. *Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. et al.* A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia // *J. Earthquake Predict. Res.* 2000. Vol.8, N 1. P.8–31.
343. *Shi Jianbang, Feng Xianyue, Ge Shumo et al.* The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China // *A collection of papers of international symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP)*. Beijing: Seismol. Press, 1984. P.225–242.
344. *Skobelev S.F., Hanon M., Klerkx J. et al.* Map of active faults of Africa: General review // *31th IGC. Proc. of Special Symp. E-2*. Rio de Janeiro, 2000. 4 p.
345. *Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 2, N 2. P.355–371.

346. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol.84. P.3425–3459.
347. *Tatar Yu.* Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan) // *Tectonophysics.* 1975. Vol.29, N 1/4. P.401–409.
348. *Tchalenko J.S.* Seismotectonic framework of the North Tehran fault // *Ibid.* P.411–420.
349. *Tchalenko J.S., Ambraseys N.N.* Structural analysis of the Dashte-Bayas (Iran) earthquake fractures // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol.81, N 1. P.41–60.
350. *Tchalenko J.S., Berberian M.* Dasht-e-Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bed rock // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol.86, N 5. P.703–709.
351. *Tchalenko J.S., Braud J.* Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33 and 35°N // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1974. Vol.277, N 1262. P.1–25.
352. *Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran // *Nature.* 1974. Vol.248, N 5450. P.661–663.
353. The Research Group of the Gengma-Lancang Earthquake. The Preliminary Report of the comprehensive Survey on Gengma-Lancang Earthquake, Yunnan Province, China // *Seismology and Geology.* Institute of Geology, State Seismol. Bureau. 1989. Vol.11, N 1. P.135–136.
354. *Toksoz M.N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976 // *Nature.* 1977. Vol.270, N 5636. P.423–425.
355. *Trifonov V.G.* The map of active faults in Eurasia: Principles, methods, and results // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol.5, N 3. P.326–347.
356. *Trifonov V.G.* World map of active faults, their seismic and environmental effects // *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus.* Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997. P.169–180.
357. *Trifonov V.G.* Map of active faults of Eurasia: General review // 31th IGC. Proc. of Special Symp. E-2. Rio de Janeiro, 2000a. 4 c.
358. *Trifonov V.G.* Using active faults for estimating seismic hazard // *J. Earthquake Predict. Res.* 2000b. Vol.8, N 2. P.170–182.
359. *Trifonov V.G., Bayraktutan M.S., Karakhanian A.S., Ivanova T.P.* The Erzincan earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey: tectonic aspects // *Terra Nova.* 1993. Vol.5. P.184–189.
360. *Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Jamali F.H.* West-trending oblique sinistral-reverse fault system in Northern Iran. Final Rep. Tehran: IIEES, 1996. 42 p.
361. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Assaturian A.O., Ivanova T.P.* Relationship of earthquakes and active faults in Anatolia, the Lesser Caucasus and the Middle East // *Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction.* Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P.41–55.
362. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M. et al.* Active faults of the Arabian Plate Bounds, in Caucasus and Middle East // *J. Earthquake Predict. Res.* 1996. Vol.5, N 3. P.363–374.
363. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // *Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction.* Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P.56–78.
364. *Trifonov V.G., Machette M.N.* The World map of major active faults Project // *Ann. Geofis.* 1993. Vol.36, N 3-4. P.225–236.
365. *Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F.* The Talas-Fergana active right lateral fault // *Ann. Tectonicae.* Special Issue. 1992. Supplement to Vol.6. P.224–237.
366. *Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V. et al.* Recent geodynamic characteristics in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data // *Tectonophysics.* 1999. Vol.308. P.119–131.

367. *Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V., Soboleva O.V.* Recent Upper Crust geodynamics of Central Asia // Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997. P.109–120.
368. *Tsukuda E., Hekece E., Kuscu I.* Some geological evidences on activity of the western North Anatolian fault- Geyve, Iznik, Gemlik area// Research on quaternary crustal movement and earthquake prediction. Japan, 1988. C.69–84.
369. *Ulomov V.I.* Regional seismicity and identification of earthquake source zones for seismic zoning of Northern Eurasia // J. Earthquake Predict. Res. 2000. Vol.8, N 1. P.79–91.
370. *Ulomov V.I., Shumilina L., Trifonov V. et al.* Seismic hazard of Northern Eurasia // Ann. Geofis. 1999. Vol.42, N 6. P.1023–1038.
371. *Valdiya K.S.* Neotectonic activities in the Himalayan belt // Dehradun: Intern. Sympos. on Neotectonics in South Asia, Feb. 18–21, 1986. P.241–261.
372. *Wallace R.E.* Earthquake of August 19, 1966, Varto area, eastern Turkey // Bul. Seism. Soc. Amer. 1968. Vol.58, N 1. P.11–45.
373. *Wallace R.E., Ta-Liang Teng.* Prediction of the Sungpan-Pingwu earthquakes, August 1976 // Bul. Seism. Soc. Amer. 1980. Vol.70, N 4. P.1199–1223.
374. *Wellman N.W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Bd.55, N 3. S.716–735.
375. *Yeats R.S.* Active faults related to folding // Active tectonics. W., D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. P.63–79.
376. *Yeats R.S., Nakata T., Earah A. et al.* The Himalayan Frontal Fault System // Ann. Tectonicae. 1992. Supplement to Vol.6 (Special Issue). P.85–98.
377. *Zak J., Freund R.* Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // Isr. J. Earth Sci. 1965. Vol.15. P.33–37.
378. *Zeiner F.E.* Recent movements of the western fault of the Dead Sea rift // Geol. Rdsch. 1955. Bd.43, N 1. S.2–3.
379. *Zhang Qingsong, Li Bingyuan, Wang Fubao et al.* Uplifting and environmental changes of Kunlun-Karakorum mountains // Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P.423.
380. *Zhang Qingsong, Zhou Yaofei, Lu Xiangshun, Xu Qiuliu.* On the present speed of Tibetan plateau // Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P.423.
381. *Zhu Yunzhu, Cheng Guo, Wu Bihao et al.* Uplifting of Qinghai-Tibet Plateau and changing of East Asia environment in Quaternary // Intern. Union for Quaternary Res. 13<sup>th</sup> Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P.438.

# Содержание

## Введение

### Глава 1. Общая характеристика активных разломов региона (В.Г.Трифонов)

- 1.1. Активные разломы на границах сегментов и южном фланге Альпийско-Гималайского пояса
- 1.2. Активные разломы Памиро-Гималайского сегмента
- 1.3. Активные разломы Аравийско-Иранского сегмента

### Глава 2. Исходные данные для геодинамических расчетов (В.Г.Трифонов)

### Глава 3. Методика и результаты расчетов поля тензора скоростей современной тектонической деформации в земной коре по данным об активных разломах

(Г.А.Востриков, Р.В.Трифонов, О.В.Соболева)

- 3.1. Методика расчетов
- 3.2. Современная тектоническая деформация земной коры Альпийско-Гималайского пояса по данным об активных разломах

### Глава 4. Методика и результаты расчетов поля сейсмотектонической деформации на разных масштабных уровнях по данным о коровых землетрясениях (О.В.Соболева)

- 4.1. Методика расчетов
- 4.2. Сейсмотектоническая деформация земной коры Альпийско-Гималайского пояса
- 4.3. Сейсмотектоническая деформация земной коры Памира и сопредельных территорий
- 4.4. Сейсмотектонические деформации земной коры Гиссарской долины и ее горного обрамления
- 4.5. Иерархия полей сейсмотектонической деформации

### Глава 5. Сопоставление результатов расчетов параметров современной геодинамики региона (В.Г.Трифонов)

## Заключение

## Summary

### Introduction

Chapter 1. General characteristics of active faults in the region

Chapter 2. Source data for geodynamic calculations

Chapter 3. Computational method and results of calculation of a field of tensors of recent tectonic deformation rates by active fault data

Chapter 4. Computational method and results of calculation of a field of seismotectonic deformation at different scale levels by the data of mechanisms of earthquakes

Chapter 5. Comparison of different sources of information on recent geodynamic characteristics in the region

### Conclusion

### Сводный каталог активных разломов областей Индийско-Евразийской и Аравийско-Евразийской коллизии (Р.В.Трифонов, В.Г.Трифонов)

Пользование каталогом

1. Восточное Средиземноморье
2. Анатолия
3. Армения

4. Кавказ и Крым
5. Азербайджан и Южный Каспий
6. Иран
7. Копетдаг
8. Туранская плита и Казахский щит
9. Тянь-Шань
10. Памир
11. Афганистан и Пакистан
12. Гималаи
13. Китай
14. Монголия и Западное Прибайкалье
15. Алтае-Саянская область

#### **Литература**



# Contents

## Introduction

### **Chapter 1. General characteristics of active faults in the region** (*V.G.Trifonov*)

- 1.1. Active faults in the segment boundaries and in the southern flank of the Alpine-Himalayan belt
- 1.2. Active faults in the Pamir-Himalayan segment
- 1.3. Active faults in the Arabian-Iranian segment

### **Chapter 2. Source data for geodynamic calculations** (*V.G.Trifonov*)

### **Chapter 3. Computational method and results of calculation of a field of tensors of recent tectonic deformation rates by active fault data** (*G.A.Vostrikov, R.V.Trifonov, O.V.Soboleva*)

- 3.1. Methods of calculation
- 3.2. Recent tectonic deformation of the Earth's crust of the Alpine-Himalayan belt by active fault data

### **Chapter 4. Computational method and results of calculation of a field of seismotectonic deformation at different scale levels by the data of mechanisms of earthquakes** (*O.V.Soboleva*)

- 4.1. Methods of calculation
- 4.2. Seismotectonic deformation of the Earth's crust in the Alpine-Himalayan belt
- 4.3. Seismotectonic deformation of the Earth's crust in the Pamirs and adjacent territories
- 4.4. Seismotectonic deformation of the Earth's crust in the Ghissar valley and adjacent territories
- 4.5. Hierarchical properties of seismotectonic deformation

### **Chapter 5. Comparison of different sources of information on recent geodynamic characteristics in the region** (*V.G.Trifonov*)

## Conclusion

## Summary

Introduction

Chapter 1. General characteristics of active faults in the region

Chapter 2. Source data for geodynamic calculations

Chapter 3. Computational method and results of calculation of a field of tensors of recent tectonic deformation rates by active fault data

Chapter 4. Computational method and results of calculation of a field of seismotectonic deformation at different scale levels by the data of mechanisms of earthquakes

Chapter 5. Comparison of different sources of information on recent geodynamic characteristics in the region

Conclusion

### **General catalog of active faults of regions of the Indian-Eurasian and Arabian-Eurasian collision** (*R.V.Trifonov, V.G.Trifonov*)

Guide to the Catalog

1. The Eastern Mediterranean
2. Anatolia
3. Armenia
4. The Caucasus and Crimea
5. Azerbaijan and Southern Caspian

6. Iran
7. The Copet Dagh
8. The Turanian plate and Kazakh shield
9. The Tien Shan
10. The Pamirs
11. Afghanistan and Pakistan
12. The Himalayas
13. China
14. Mongolia and western Baikal region
15. The Altai-Saian region

**References**

## Подрисуночные подписи

### Рис. 1. Карта активных разломов центральных сегментов Альпийско-Гималайского коллизийного пояса

1–8 – морфология и кинематика разломов (слева достоверных, справа предполагаемых): 1 – сброс, 2 – надвиг или взброс, 3 – раздвиг, 4 – сдвиг, 5 – флексура, 6 – разлом с неизвестным типом смещения, 7 – поверхностное продолжение глубинной сейсмофокальной зоны субдукции, 8 – «скрытый» разлом, выраженный на поверхности косвенными признаками. 9, 10 – возраст последних проявлений активности разлома: 9 – средний плейстоцен, 10 – поздний плейстоцен и голоцен, включая современность. 11–13 – скорости движений по разломам ( $V$ , мм/год): 11 –  $V \geq 5$ , 12 –  $1 \leq V < 5$ , 13 –  $V < 1$

### Рис. 2. Активные разломы центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса

Условные обозначения разломов см. на рис. 1. Цифрами обозначены разломы и зоны разломов, упомянутые в тексте: 1 – Алмаатинский и Заилийский, 2 – Алтынтагский, 3 – Алтынэмельский, 4 – Амударьинский, 5 – Аннинг, 6 – Апшеронского порога, 7 – Араксская, 8 – Арнимакинг (Ксидатан-Маку), 9 – Ахирулинский, 10 – Ахурянский, 11 – Байкало-Мондинская, 12 – Бенг-Ко, 13 – Бидж, 14 – Владикавказский, 15 – Восточно-Анатолийская, 16 – Гарнийская, 17 – Гератская, 18 – Гермабская, 19 – Главный Кавказский, 20 – Главный Копетдагский, 21 – Главный пограничный Гималаев, 22 – Главный современный Загроса, 23 – Главный Центральный (надвиг) Гималаев, 24 – Гоби-Алтайская, 25 – Гудермесская, 26, 27 – Дарваз-Алайская зона: 26 – Алайский сегмент, 27 – Дарвазский сегмент, 28 – Даште-Байазский, 29 – Дена, 30 – Джетыгаринский, 31 – Джунгарский, 32 – Джяли, 33 – Джяринг-Ко, 34 – Дорунехский (Большекевирский), 35 – Западно-Аральско-Иргизский, 36 – Земухе, 37 – Ипакская, 38 – Исак-Челекенская, 39 – Иссык-Ата и Чон-Курчак, 40 – Казерун-Боразджанская, 41 – Калмард, 42 – Карамарьянский, 43 – Карасуйский, 44 – Карех-Бас, 45 – Кеминский, 46 – Кепинг, 47 – Кипрская, 48 – Кобдинский, 49 – Кокшеельский, 50 – Колпаковские северный и южный, 51 – Красной реки, 52 – Ксианшухе, 53 – Кунг-Ко (грабен), 54 – Кунылунского перевала, 55 – Курайско-Чуйская, 56 – Кух-Бенан, 57 – Левантская, 58 – Лепсинский, 59 – Моша, 60 – Назранская, 61 – Найбенд, 62 – Нальчикская (Армавир-Невинномысская), 63 – Нарын-Сонкульская, 64 – Памбак-Севанский, 65 – Памиро-Каракорумский, 66 – Пограничный гор Кангшан, 67 – Равар, 68 – Роум, 69 – Сальян-Ленгибизский (Аджичайский), 70 – Саркандский, 71 – Северного ограничения Бухарской ступени, 72 – Северо-Анатолийская, 73 – Северо-Восточная Анатолийская, 74 – Северо-Каркуджурский, 75 – Северо-Сусамырский, 76 – Северо-Тегеранский, 77 – Солдатсайский, 78 – Сурхоб-Илякская, 79 – Тайлузи, 80 – Таласо-Ферганский, 81 – Талышские, 82 – Тебризский, 83 – Тункинская, 84 – Фронтальный Гималаев, 85 – Фронтальный Терсейский, 86 – Ханарасарский, 87 – Хангайская, 88 – Хан-Хухийнский, 89 – Хубсугул (грабен), 90 – Центрально-Устюртский, 91 – Цэцэрлэгский, 92 – Чаманский, 93 – Чангма-Килианский, 94 – Чаткальский, 95 – Чормак-Андарабская, 96 – Шахрудский, 97 – Эртайский, 98 – Южно-Атойнокский, 99 – Южно-Джунгарский, 100 – Юньнань-Бирманские, 101 – Ядонг-Гулу

### Рис. 3. Механизмы очагов землетрясений с магнитудами $M_S \geq 5.5$ в центральных сегментах Альпийско-Гималайского пояса

Стереографическая проекция (нижняя полусфера). Области растяжения затемнены. 1–6 – магнитуды землетрясений  $M_S$ : 1 –  $M_S \geq 8.0$ ; 2 –  $M_S = 7.5-7.9$ ; 3 –  $M_S = 7.0-7.4$ ; 4 –  $M_S = 6.5-6.9$ ; 5 –  $M_S = 6.0-6.4$ ; 6 –  $M_S = 5.5-5.9$

### Рис. 4. Современная тектоническая деформация центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса по данным об активных разломах при минимальных значениях параметров: величины скоростей ( $M_3 \times 10^9$ ) и ориентировка максимального укорочения



**Рис. 15. Современная тектоническая деформация центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса по данным об активных разломах: распределение коэффициента Лоде-Надаи**

Вычислено для наиболее вероятных значений параметров в пределах окон  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Величина коэффициента Лоде-Надаи: (×)  $-0.3 \leq \mu \leq 0.3$ ; (◇)  $-0.3 > \mu \geq -1$ ; (Δ)  $0.3 < \mu \leq 1$

**Рис. 16. Сейсмотектоническая деформация центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса по данным о механизмах очагов землетрясений: ориентировка главной оси укорочения  $C_3$  и распределение коэффициента Лоде-Надаи**

Вычислены для окон  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Длина оси  $C_3$  пропорциональна углу с вертикалью. Величина коэффициента Лоде-Надаи: (×)  $-0.3 \leq \mu \leq 0.3$ ; (◇)  $-0.3 > \mu \geq -1$ ; (Δ)  $0.3 < \mu \leq 1$

**Рис. 17. Сейсмотектоническая деформация центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса по данным о механизмах очагов землетрясений: ориентировка главных осей удлинения  $C_1$  и промежуточной  $C_2$**

Вычислены для окон  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Длина осей пропорциональна углам с вертикалью

**Рис. 18. Ориентировка осей обобщенно-плоской сейсмотектонической деформации центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса: максимальное укорочение  $EH_2$**

Вычислены для окон  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Длина оси  $EH_2$  пропорциональна углу с вертикалью

**Рис. 19. Ориентировка осей обобщенно-плоской сейсмотектонической деформации центральных сегментов Альпийско-Гималайского пояса: максимальное относительное удлинение  $EH_1$**

Вычислены для окон  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Длина оси  $EH_1$  пропорциональна углу с вертикалью

**Рис. 20. Траектории максимального укорочения при сейсмотектонической деформации земной коры на фоне активных разломов Памира и прилегающих территорий**

**Рис. 21. Траектории максимального удлинения при сейсмотектонической деформации земной коры на фоне активных разломов Памира и прилегающих территорий**

1 - близвертикальное удлинение; 2 - близгоризонтальное удлинение

**Рис. 22. Направления действия максимальных сдвиговых (сколовых) сейсмотектонических деформаций земной коры на фоне активных разломов Памира и прилегающих территорий**

**Рис. 23. Кинематика крупнейших разломов Памира и прилегающих территорий по данным о сейсмотектонической деформации**

**Рис. 24. Траектории максимального укорочения и удлинения (а) и направление линий максимальных сдвиговых деформаций (б) при сейсмотектоническом деформировании сейсмоактивного слоя земной коры на фоне активных разломов Гиссарской долины и ее горного обрамления**

1 - близгоризонтальное укорочение; 2 - близгоризонтальное удлинение; 3 - близвертикальное удлинение

**Рис. 25. Траектории главных осей сейсмотектонической деформации в различных слоях земной коры на фоне активных разломов Гиссарской долины и ее горного обрамления: а – 0–4 км; б – 5–9 км; в – 10–14 км; г – 15–30 км**

1, 2 - максимальное укорочение: 1 – близгоризонтальное, 2 – близвертикальное; 3, 4 – максимальное удлинение: 3 – близгоризонтальное, 4 – близвертикальное

**Рис. 26. Распределение коэффициента Лоде-Надаи в различных слоях земной коры на фоне активных разломов Гиссарской долины и ее горного обрамления: а – 0–4 км; б – 5–9 км; в – 10–14 км; г – 15–30 км**

1 – преимущественное одноосное укорочение, 2 – деформация чистого сдвига, 3 – преимущественное одноосное удлинение

**Рис. 27. Направления действия максимальных сдвиговых деформаций в различных слоях земной коры на фоне активных разломов Гиссарской долины и ее горного обрамления: а – 0–4 км; б – 5–9 км; в – 10–14 км; г – 15–30 км**

**Рис. 28. График фрактальной размерности тензора сейсмотектонических деформаций**

По оси абсцисс – линейный размер квадратной площадки, для которой вычислялись параметры тензора СТД, по оси ординат – число площадок с одинаковой ориентировкой тензора

**Рис. 29. Активные разломы Восточного Средиземноморья**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 30. Активные разломы Анатолии**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 31. Активные разломы Армении**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 32. Активные разломы Кавказа и Крыма**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 33. Активные разломы Азербайджана и Южного Каспия**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 34. Активные разломы Ирана**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 35. Активные разломы Копетдага**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 36. Активные разломы Туранской плиты и Казахского щита**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 37. Активные разломы Тянь-Шаня**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 38. Активные разломы Памира**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 39. Активные разломы Афганистана и Пакистана**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 40. Активные разломы Гималаев**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 41. Активные разломы Китая**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 42. Активные разломы Монголии и Западного Прибайкалья**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

**Рис. 43. Активные разломы Алтае-Саянской области**

Цифрами указаны номера разломов в каталоге провинции

## Figure captions

### Figure 1. Map of active faults in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region

(1–8) Sense of motion (the proved faults are shown on the left and the assumed faults are shown on the right): (1) normal fault, (2) thrust or reverse fault, (3) extension fault, (4) strike-slip fault, (5) flexure, (6) unknown, (7) seismic focal zone of subduction, (8) deep-seated fault, indirectly manifested in the land surface. (9, 10) Age of the last manifestation of activity: (9) Middle Pleistocene; (10) Upper Pleistocene and Holocene, including historical and contemporary. (11–13) Rates of motion ( $V$ , mm/year): (11)  $V \geq 5$ ; (12)  $1 \leq V < 5$ ; (13)  $V < 1$

### Figure 2. Active faults in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region

See Figure 1 for the legend. The faults (f.) and fault zones (f.z.), discussed in the text are marked by numerals: 1 – Alma-Ata f. and Zaili f., 2 – Altyn Emel f., 3 – Altyn Tagh f.z., 4 – Amu-Darja f., 5 – Anning f., 6 – Apsheron Threshold f.z., 7 – Araks f.z., 8 – Arnimaqing (Xidatan-Maku) f., 9 – Ahirulinskiy f., 10 – Akhurian f., 11 – Baikalo-Mondinskiy f., 12 – Beng Co f.z., 13 – Bidge f., 14 – Vladicaucas f., 15 – East Anatolian f.z., 16 – Garmi f.z., 17 – Herat f.z., 18 – Germab f.z., 19 – Main Caucasus f., 20 – Main Copet Dagh f., 21 – Main Boundary f. of Himalayas, 22 – Main Recent f. of Zagros, 23 – Main Central thrust of Himalayas, 24 – Gobi-Altai f.z., 25 – Gudermes f.z., 26, 27 – Darvaz-Alai f.z.: 26 – Alai segment, 27 – Darvaz segment, 28 – Dasht-e-Bayaz f., 29 – Dena f.z., 30 – Djetygara f., 31 – Main Dzhungarian f., 32 – Jiali f.z., 33 – Gyaring Co f.z., 34 – Doruneh (Great Kavir) f., 35 – West Aral f., 36 – Zemuhe f., 37 – Ipak f.z., 38 – Isak-Cheleken f.z., 39 – Issuk-Ata f. and Chon-Kurchak f., 40 – Kazerun-Borazjan f.z., 41 – Kalmard f., 42 – Karamarian f., 43 – Karasu f., 44 – Kareh Bas f.z., 45 – Kemin f., 46 – Keping f.z., 47 – Cyprus trench f.z., 48 – Kobdo f., 49 – Koksheel f., 50 – Kolpakovo Northern and Southern faults, 51 – Red River f., 52 – Xianshuihe f.z., 53 – Kung Co graben, 54 – Kunlun Pass f., 55 – Kurai-Chuia f.z., 56 – Kuh Banan f., 57 – Levant f.z., 58 – Lepsy f., 59 – Mosha f., 60 – Nazran f.z., 61 – Nayband f., 62 – Nalchik (Armavir-Nevinnomyssk) f.z., 63 – Naryn-Sonkul f.z., 64 – Pambak-Sevan f., 65 – Karakorum f.z., 66 – Kangshan Mountains Boundary f., 67 – Ravar f., 68 – Roum f., 69 – Salyany-Liangabiz (Adjichai) f.z., 70 – Sarkand f., 71 – Northern Border f. of the Bukhara step, 72 – North Anatolian f.z., 73 – Northwestern Anatolian f.z., 74 – North Karkujur f., 75 – Northern Susamyr f., 76 – North Tehran f., 77 – Soldatsai f., 78 – Surkhob-Iliak f.z., 79 – Tailuzi f., 80 – Talas-Fergana f., 81 – Talysh faults, 82 – Tabriz f., 83 – Tunka f.z., 84 – Frontal f. of Himalayas, 85 – Frontal Terskey f., 86 – Khanarassar f., 87 – Khangay f.z., 88 – Khan-Huhiyn f., 89 – Khubsugul graben, 90 – Central Ustiurt f.z., 91 – Tsetserleg f., 92 – Chaman f., 93 – Changma-Qilian f., 94 – Chatkal f., 95 – Chormak-Andarab f.z., 96 – Shahrud f., 97 – Keketuohai-Ertai f., 98 – South Atoynok f., 99 – South Dzhungarian f., 100 – Yunnan-Burman faults, 101 – Yadong-Gulu f.z.

### Figure 3. Focal mechanisms of earthquakes with $M_S \geq 5.5$ in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region

Stereographic projection (the lower hemisphere). Extension areas are dark. (1–6) earthquake magnitudes  $M_S$ : (1)  $M_S \geq 8.0$ ; (2)  $M_S = 7.5–7.9$ ; (3)  $M_S = 7.0–7.4$ ; (4)  $M_S = 6.5–6.9$ ; (5)  $M_S = 6.0–6.4$ ; (6)  $M_S = 5.5–5.9$

### Figure 4. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for minimum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_3 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal shortening

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_3$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 5. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for the most probable values of parameters: magnitudes of rates ( $M_3 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal shortening**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_3$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 6. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for maximum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_3 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal shortening**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_3$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 7. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for minimum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_l \cdot 10^9$ ) and orientation of principal lengthening**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_l$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 8. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for the most probable values of parameters: magnitudes of rates ( $M_l \cdot 10^9$ ) and orientation of principal lengthening**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_l$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 9. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for maximum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_l \cdot 10^9$ ) and orientation of principal lengthening**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_l$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 10. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for minimum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_2 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal intermediate deformation**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 11. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for the most probable values of parameters: magnitudes of rates ( $M_2 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal intermediate deformation**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 12. Recent tectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region, calculated by active fault data for maximum values of parameters: magnitudes of rates ( $M_2 \cdot 10^9$ ) and orientation of principal intermediate deformation**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $M_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 13. Alignment of maximum shortening in a horizontal plane  $EH_2$  in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data**

Calculated for the most probable values of parameters and for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $EH_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 14. Alignment of maximum relative lengthening in a horizontal plane  $EH_1$  in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data**

Calculated for the most probable values of parameters and for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $EH_1$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical



**Figure 15. Values of the Lode-Nadai coefficient in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data**

Calculated for the most probable values of parameters and for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Values of the Lode-Nadai coefficient: ( $\times$ )  $-0.3 \leq \mu \leq 0.3$ ; ( $\diamond$ )  $-0.3 > \mu \geq -1$ ; ( $\Delta$ )  $0.3 < \mu \leq 1$

**Figure 16. Seismotectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by data on focal mechanisms of earthquakes: orientation of principal shortening  $C_3$  and values of the Lode-Nadai coefficient**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Length of the  $C_3$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical. Values of the Lode-Nadai coefficient: ( $\times$ )  $-0.3 \leq \mu \leq 0.3$ ; ( $\diamond$ )  $-0.3 > \mu \geq -1$ ; ( $\Delta$ )  $0.3 < \mu < 1$

**Figure 17. Seismotectonic deformation in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by data on focal mechanisms of earthquakes: orientation of principal lengthening  $C_1$  and principal intermediate deformation  $C_2$**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ . Length of the  $C_1$  and  $C_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 18. Alignment of maximum shortening in a horizontal plane  $EH_2$  in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by data on focal mechanisms of earthquakes**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $EH_2$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 19. Alignment of maximum relative lengthening in a horizontal plane  $EH_1$  in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by data on focal mechanisms of earthquakes**

Calculated for windows  $3^\circ \times 3.75^\circ$ ; length of the  $EH_1$  axes is proportional to their angle with respect to the vertical

**Figure 20. Trajectories of maximum shortening in the STD field of the Earth's crust and active faults in the Pamirs and the adjacent areas**

**Figure 21. Trajectories of maximum lengthening in the STD field of the Earth's crust and active faults in the Pamirs and the adjacent areas**

(1) near-vertical lengthening; (2) near-horizontal lengthening

**Figure 22. Alignment of maximum shear deformation in the STD field of the Earth's crust and active faults in the Pamirs and the adjacent areas**

**Figure 23. Kinematics of major active faults in the Pamirs and the adjacent areas by the STD data**

**Figure 24. Trajectories of maximum shortening and lengthening (a) and alignment of maximum shear deformation (b) in the STD field of the whole seismically active layer of the Earth's crust and active faults in the Ghissar Valley and its mountain surrounding**

(1) near-horizontal shortening; (2) near-horizontal lengthening; (3) near-vertical lengthening

**Figure 25. Trajectories of main axes of the STD in different layers of the Earth's crust (a – 0–4 km, b – 5–9 km, B – 10–14 km, and r – 15–30 km) and active faults in the Ghissar Valley and its mountain surrounding**

(1, 2) maximum shortening: (1) near-horizontal, (2) near-vertical; (3, 4) maximum lengthening: (3) near-horizontal, (4) near-vertical

**Figure 26. Values of the Lode-Nadai coefficient in different layers of the Earth's crust (a – 0–4 km, b – 5–9 km, B – 10–14 km, and r – 15–30 km) and active faults in the Ghissar Valley and its mountain surrounding**

(1) mainly one-axis shortening; (2) shear deformation; (3) mainly one-axis lengthening

**Figure 27. Alignment of maximum shear deformation in different layers of the Earth's crust (a – 0–4 km, б – 5–9 km, в – 10–14 km, and г – 15–30 km) and active faults in the Ghissar Valley and its mountain surrounding**

**Figure 28. Diagram of the hierarchical structure of the STD tensor**

Linear sizes of the square cells, used for calculation of the STD tensor parameters, are shown in the X-axis. Number of cells with the same tensor orientation is shown in the Y-axis

**Figure 29. Active faults in the Eastern Mediterranean**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 30. Active faults in Anatolia**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 31. Active faults in Armenia**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 32. Active faults in the Caucasus and Crimea**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 33. Active faults in Azerbaijan and Southern Caspian**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 34. Active faults in Iran**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 35. Active faults in the Copet Dagh**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 36. Active faults in the Turanian plate and the Kazakh shield**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 37. Active faults in the Tien Shan**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 38. Active faults in the Pamirs**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 39. Active faults in Afghanistan and Pakistan**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 40. Active faults in the Himalayas**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 41. Active faults in China**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 42. Active faults in Mongolia and the western Baikal region**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province

**Figure 43. Active faults in the Altai-Saian region**

Numerals show fault numbers in the Catalog of the province