

ГЕОФИЗИКА

ПРИРОДА СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
(геодезические и сейсмологические данные)

С.А. Тычков, О.А. Кучай*, Н.А. Бушенкова*, В.Д. Брагин**, З.А. Кальметьева***

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

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

** *Объединенный институт высоких температур РАН, Научная станция РАН, 720049, Бишкек, Киргизия*

*** *Опытно-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР,*

720060, Бишкек, Микрорайон „Асанбай“, 52/1, Киргизия

Рассмотрены деформации земной коры Северного Тянь-Шаня методами расчета сейсмоструктурных деформаций: 1) по данным о механизмах очагов землетрясений, 2) по методу Р.О. Барфорда и др. по измерениям GPS. Меридиональные поля скоростей деформаций, полученные по материалам космической геодезии, в основном характеризуются деформацией укорочения в направлении север—юг, согласуются с геологическими наблюдениями и с распределением сейсмоструктурных деформаций, подтверждая фоновое субмеридиональное сжатие района. Картина распределения величин геодезических деформаций относительно быстро меняется во времени, особенно по широтной компоненте и формируется за счет суммы различных видов деформаций: упругих, пластических и трещинного течения материала.

Сейсмологические деформации отражают действие внешних тектонических сил в слое коры в зоне расположения гипоцентров землетрясений и трансформацию напряженного состояния, обусловленную структурными неоднородностями коры и геометрией границ области. Сейсмологические и геодезические деформации несут в себе геологическую информацию. Сейсмологические данные позволяют определять механизмы формирования локальных структур, в которых принимает непосредственное участие верхний хрупкий слой коры. Примером такой структуры может служить район оз. Иссык-Куль, в центральной части которого формируется локальная структура растяжения по механизму пул-апарт. Геодезические деформации, включают упругие, пластические и квазипластические деформации и позволяют составить впечатление о природе процессов, определяющих геологическую эволюцию горной области в целом. На данном этапе эволюции это, вероятно, процесс развития плотностной неустойчивости на границе литосфера—астеносфера.

Сейсмоструктурные деформации, геодезические деформации, мантийные скоростные неоднородности, сейсмология, GPS, сейсмотомография.

CURRENT CRUSTAL DEFORMATION IN THE NORTHERN TIEN SHAN:
GPS AND SEISMOLOGICAL DATA

S.A. Tychkov, O.A. Kuchai, N.A. Bushenkova, V.D. Bragin, and Z.A. Kal'met'eva

We study crustal deformation in the northern Tien Shan as recorded in strain rates derived from earthquake and GPS data. Geodetic strain rates indicate general shortening along the N—S component and agree with Quaternary fault slip rates and with the strain field obtained from earthquake mechanisms, all being signature of overall north-south contraction in the region.

The GPS strain field changes quickly in time, especially in the W—E direction, and is produced by a joint effect of elastic, plastic, and quasi-plastic deformation. The seismological strain field reflects the effect of external tectonic forces applied to seismogenic crust and the stress change due to crustal heterogeneity and geometry of the study area. Seismological and GPS strain rates carry information of different kinds. The former reflect formation of local structures mainly in the brittle crust, such as a local pull-apart in the center of the Lake Issyk Kul' area, whereas the latter provide clues to mechanisms that drive the geological evolution of the mountain terrain as a whole. The current evolution may involve the effect of density instability at the lithosphere-asthenosphere boundary.

Seismological strain field, geodetic strain field, velocity anomaly, seismology, GPS, travel-time tomography

ВВЕДЕНИЕ

Использование данных космической геодезии по технологии GPS в изучении тектоники литосферных плит океанов и континентов в последнее время получило широкое распространение [Calais et al., 1998;

Gross, Burgmann, 1998; Jouanne et al., 1999; Khazaradze et al., 1999; Calais, Amarjargal, 2000; Miller et al., 2001a; Hu et al., 2001; Calais et al., 2003]. В применении GPS к исследованию процессов деформирования коры континентов сейчас определились два подхода. Первый в качестве исходных данных для расчета напряжений, скоростей деформаций, амплитуд смещений по разломам и других характеристик деформирования коры использует информацию спутниковой геодезии. Второй подход состоит в создании математических моделей деформирования литосферы. Данные GPS в этом случае используются для верификации результатов моделирования процесса деформирования коры. Важным моментом в построениях являются гипотезы о природе наблюдаемых деформаций.

В рамках первого подхода Б.Дж. Мид и Б.Х. Хагер [2001] предположили, что перемещения в блоках земной коры, фиксируемые GPS, состоят из двух видов: движение по разломам и перемещение вещества внутри блока. Важным результатом такой модели является возможность расчета движений по разломам, что проверяется данными геоморфологических наблюдений. Предложенная модель была успешно применена для Тянь-Шаня и, в частности, было получено, что смещения по Таласо-Ферганскому разлому практически отсутствуют, что наблюдается в настоящее время инструментально. Это говорит о высокой степени достоверности модели и оправданности подобного приближения к реальной ситуации. По другой гипотезе, величины скоростей перемещения реперов (наблюдаемые методом GPS), закрепленных на дневной поверхности, могут быть разделены на региональную тектоническую составляющую, обусловленную течением вещества в нижнекоревом слое [Wu et al., 2003], и локальную, обусловленную локальными сейсмическими процессами.

В рамках второго подхода данные GPS о скоростях движений земной поверхности часто оказываются решающими при выборе сил, деформирующих плиты и приводящих их в движение. Предложенные ранее модели деформирования литосферы Азии представляли литосферу или как вязкий континуум [Houseman, England, 1993] или как ансамбль жестких блоков [Pelzer, Saucier, 1996] и предполагали, что главной причиной деформирования является действие жесткого индентора Индийской плиты на юге при условии свободной от напряжений границы зоны субдукции на востоке. Последние региональные модели деформирования литосферы Центральной Азии создавались на базе комплексного использования различных типов наблюдений [Holt et al., 2000; Flesch, 2001]. Здесь для построения поля скоростей движений и деформации поверхности одновременно использовались геодезические GPS и геоморфологические данные скольжения бортов разломов с учетом эффекта гравитационного расползания горных хребтов. Созданные модели проверялись сопоставлением с сейсмологической информацией через величину скорости сейсмического момента, исходя из предположения, что наблюдаемые деформации реализуются только через сейсмический процесс. Несмотря на то, что для отдельных структур получена сложная связь между наблюдаемыми и рассчитанными значениями скоростей сейсмического момента, наблюдаемый суммарный момент для всего региона оказался равен расчетному.

Большая часть перечисленных моделей предсказывала северо-восточное движение плит Амура и Северного Китая со скоростью порядка 0—2 мм/год для Монголии и движение плиты Тарима также на северо-восток, хотя данные GPS по Тариму показывают движение этой плиты на северо-запад [Wang et al., 2001]. GPS-наблюдения, выполненные в последнее время в Монголии [Calais et al., 2002], дали значение скорости 6.4 ± 1.6 мм/год для Улан-Батора с азимутом $125 \pm 30^\circ$. Это означает, что в создании деформационного поля и организации плитных движений в Азии активно участвует сила трения, индуцированная от субдукции и верхнемантийной конвекции, не учтенная в данных моделях, но предложенная ранее в работах [Froidevaux, Nataf, 1981; Kong, Bird, 1996]. Необходимо отметить, что авторами приведенных выше работ использовались локальные или региональные сети со своими оригинальными ноль-пунктами. Поэтому направления и скорости движения земной поверхности в мировой системе координат могут быть отличными от приведенных выше. Помимо Центральной Азии данные GPS активно использовались в моделях деформирования континентальной литосферы Анд. Вязкоупругая модель деформирования литосферы, созданная М. Лю [Liu et al., 2000], показала уменьшение скорости деформирования вкост структуры, совпадающее с наблюдениями GPS. Другая модель для Анд [Khazaradze, Klotz, 2003] базировалась на фундаментальном решении деформирования упругого полупространства единичной силой на поверхности. Авторам этих работ удалось доказать, что данные GPS фиксируют в основном накопление деформаций между большими землетрясениями, в то время как деформации, обусловленные латеральными вариациями толщины коры, проявляются на геологических масштабах времен ($>10^6$ лет). Эти выводы подтверждаются также результатами изучения деформирования литосферы Запада США [Miller et al., 2001a,b].

Представленный обзор показал, что в большинстве моделей авторы изначально закладывают в свои модели определенные предположения о природе деформаций, о стиле, пропорции, пространственном разделении типа деформаций и об их эволюции во времени. Подобный подход, как представляется, оказался наиболее эффективным в глобальном масштабе [Holt et al., 2000; Vergnolle et al., 2003], но и здесь

модели не в состоянии предсказать многие особенности поля скоростей, полученного с помощью GPS [Calaist et al., 2003].

В данной работе выполнен совместный анализ полей скоростей деформаций района Северного Тянь-Шаня, полученных по данным сейсмологических и GPS-наблюдений, проведено сопоставление карт скоростей деформаций с результатами изучения глубинного строения региона. Результаты исследования носят предварительный характер и являются попыткой выяснить, что отражают данные космической геодезии, полученные в Тянь-Шане и как они соотносятся с сейсмологической информацией. Мы надеемся, что в дальнейшем это поможет определить причины, обеспечивающие наблюдаемый уровень деформирования, выяснить механизм деформирования и выбрать реологическую модель литосферы.

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕГИОНА

Современная литосфера Тянь-Шаня имеет заметные латеральные неоднородности, обусловленные историей ее формирования. Работами советских геологов к началу 1940-х годов были установлены главные элементы региональной тектоники Тянь-Шаня — складчатые системы Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня, разделенные палеозойскими структурами [Литосфера..., 1986; Бакиров, Максумова, 2001]. Последующие исследования позволили составить эволюционную модель формирования этой структуры. Южный Тянь-Шань представляет собой океанический бассейн ордовик-силурийского возраста, Центральный Тянь-Шань, ограниченный с юга и севера поясами ультрамафических пород, интерпретируется как офиолитовый пояс, содержащий докембрийские блоки и интродуцированные продуктами дугового магматизма в позднем палеозое при субдукции как с севера, так и с юга. Северный Тянь-Шань представляет собой окраину Джунгарского океана и сложен щелочными вулканитами и глубокоководными вулканогенными осадками девон-карбонового возраста [Coleman, 1989; Windley et al., 1990; Zonenshain et al., 1990; Carroll et al., 1995; Бакиров, Максумова, 2001].

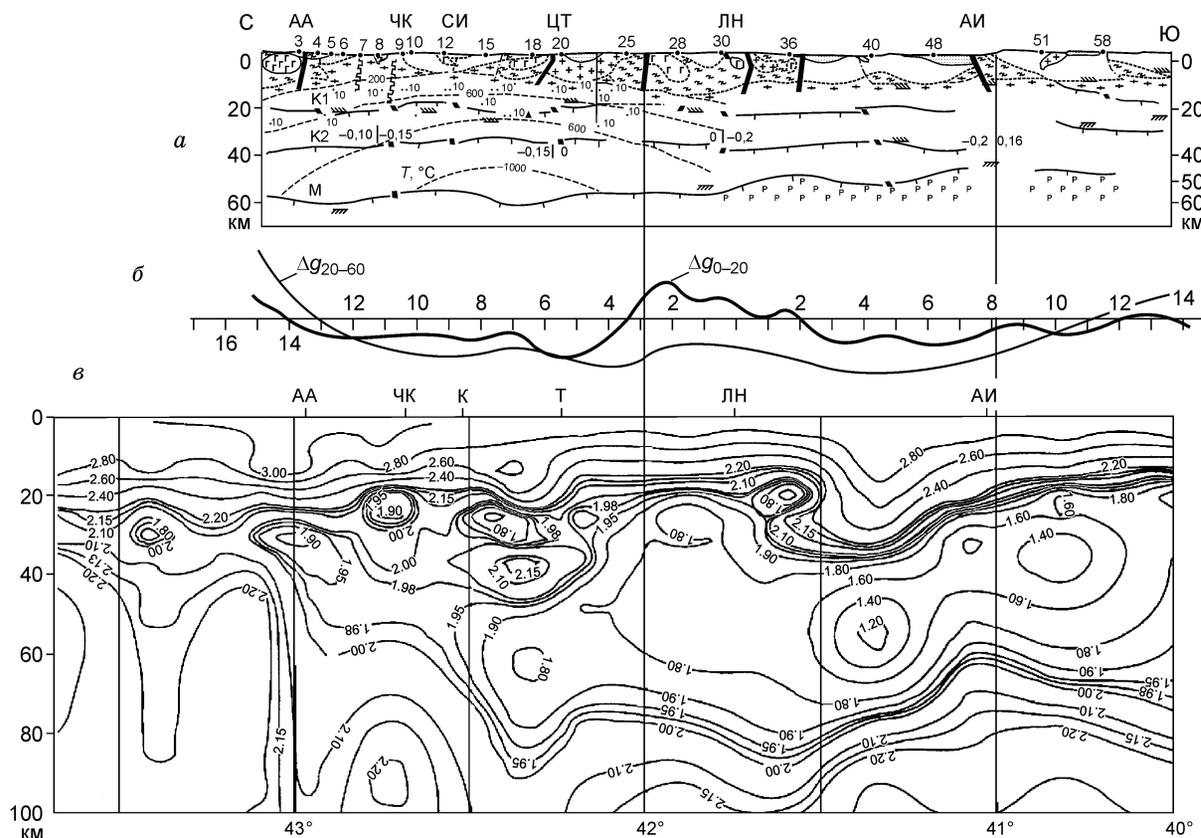


Рис. 1. Глубинный геолого-геофизический и геоэлектрический разрезы земной коры и верхней мантии [Брагин и др., 2001]:

a — по данным комплексной интерпретации геологических, гравимагнитных и МОВЗ данных; *б* — трансформация Буге поля силы тяжести по этому же профилю; *в* — по данным одномерной интерпретации данных ГМТЗ наблюдений по меридиональному профилю западнее оз. Иссык-Куль. К — граница Конрада, М — граница Мохо, *T*, °C — распределение температур; разломы: АА — Алма-Атинский, ЧК — Чилико-Кеминский, К — Кунгейский, Т — Терскойский, ЛН — линия Николаева, АИ — Ат-Баши-Иньльчекский.

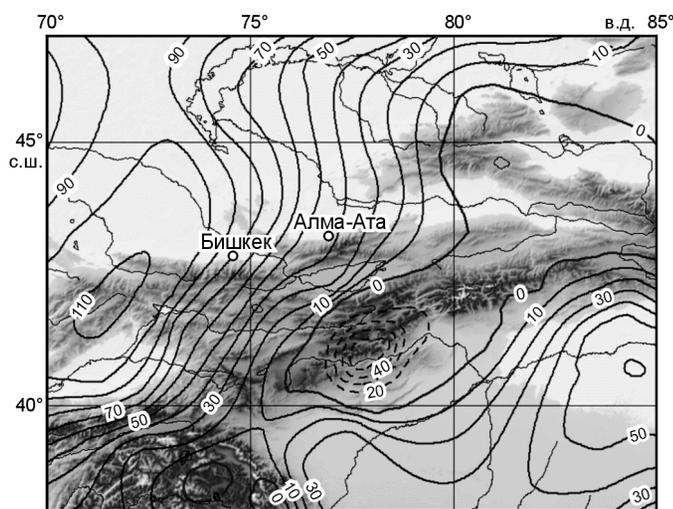


Рис. 2. Гравитационные аномалии от мантийных неоднородностей, по [Артемьев и др., 1993].

Штриховыми линиями показаны отрицательные значения гравитационного поля в редукции Буге, сплошными — положительные.

Комплексные геофизические наблюдения позволили выявить характерную особенность строения коры Тянь-Шаня, а именно существование в ее составе двух частей: верхняя — хрупкая, толщиной 16—25 км и нижняя — пластичная толщиной 30—35 км [Современная..., 1991; Брагин и др., 2001]. На рис. 1 представлены геолого-геофизический и глубинный геоэлектрический разрезы земной коры и верхней мантии по меридиональному

профилю, проходящему с запада от оз. Иссык-Куль. На геолого-геофизическом разрезе выделяются границы К1, К2 и М, на геоэлектрическом проявляются две границы, соответствующие кровле и подошве нижнекорового горизонта. Обращает на себя внимание конформность границ М и подошвы проводящего слоя. Отмечается хорошая корреляция геоэлектрического разреза с распределением поля силы тяжести, что объясняется разуплотнением вещества в проводящем слое. Предполагается, что разуплотнение связано с разогревом вещества [Брагин и др., 2001]. Иссык-Кульская котловина маркируется на севере Кунгейским, Культорским и Аксуйским и на юге Терсейским разломами. На геолого-геофизическом разрезе хорошо виден прогиб большинства структур, в том числе и границы Мохо. На геоэлектрическом разрезе также просматривается прогиб электропроводящих структур, вплоть до глубин более 80 км. Кора вблизи оз. Иссык-Куль (см. рис. 1) характеризуется положительной аномалией поля силы тяжести [Брагин и др., 2001]. Эти и гравиметрические наблюдения свидетельствуют о том, что под озером располагаются плотные породы, которые и вызывают погружение границы Мохо, ее рельеф указывает на увеличение мощности жесткой коры на 5—7 км [Современная геодинамика..., 1991; Брагин и др., 2001].

Аномалии гравитационного поля от мантийных неоднородностей, осредненные до $1 \times 1^\circ$, были построены М.Е. Артемьевым с коллегами [Артемьев и др., 1993] (рис. 2). Отрицательная аномалия интен-

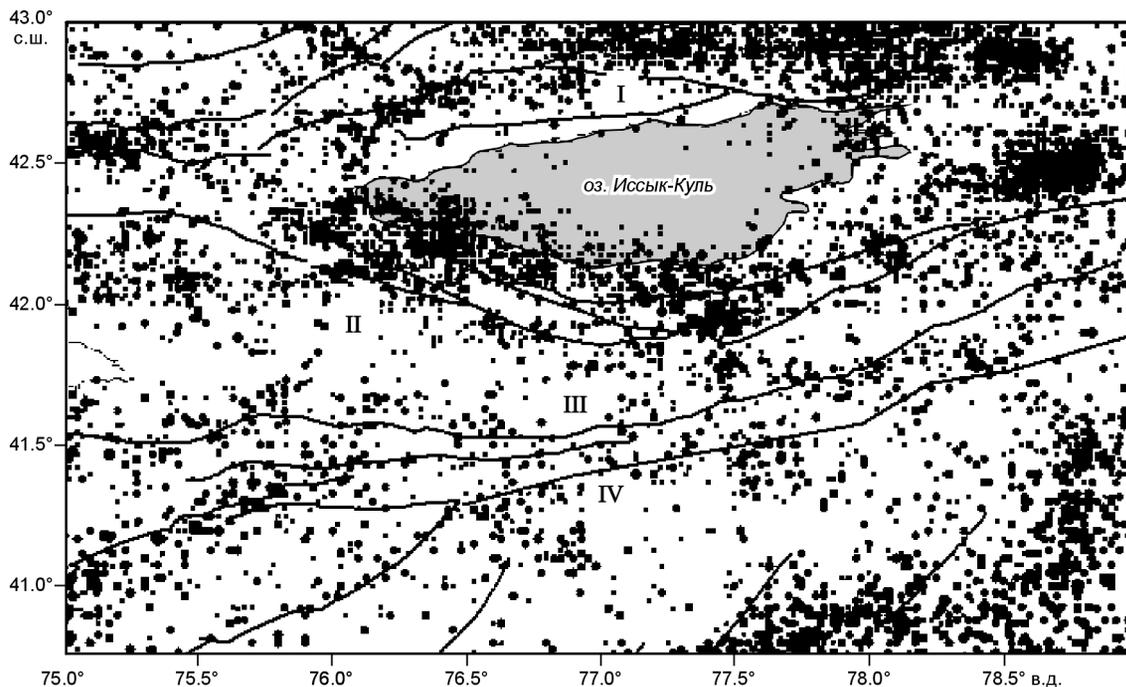


Рис. 3. Карта распределения эпицентров землетрясений с $M \geq 2.0$ за 1970—2001 гг.

Разломы: I — Кунгейский, II — Терсейский, III — линия Николаева, IV — Ат-Баши-Иныльчекский.

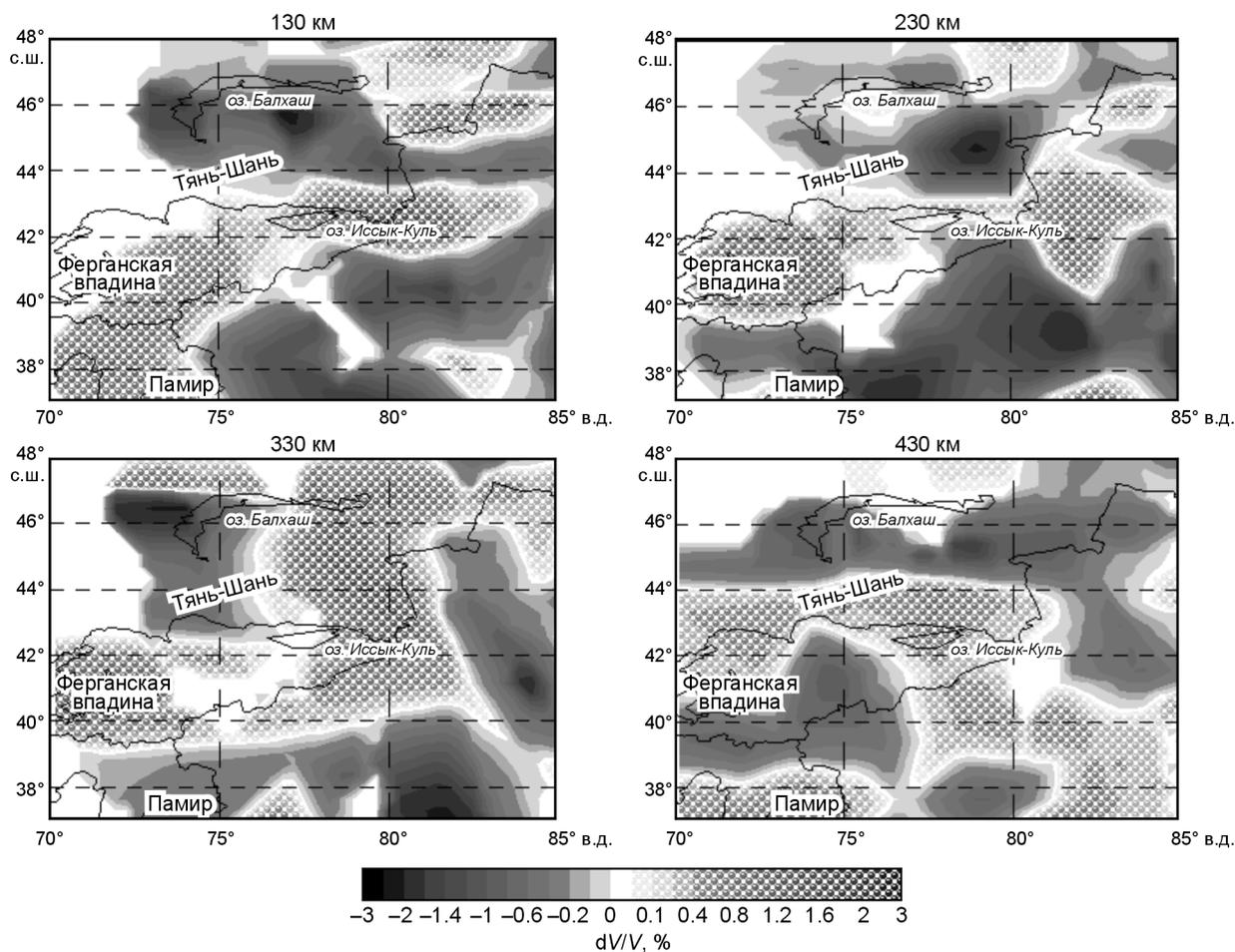


Рис. 4. Горизонтальные срезы распределения аномалий скоростей P -волн в сейсмотомографической модели, построенной по методике [Bushenkova et al., 2002].

сивностью более 40 мГал расположена южнее оз. Иссык-Куль. Следует отметить, что современные впадины мало отражены в распределении аномалий гравитационного поля, в то время как отрицательное поле тяготеет к горным хребтам.

Верхняя часть земной коры разбита разломами на примерно изометричные блоки и имеет мозаичное строение [Тектоническая карта..., 1988], в то время как нижняя более однородна.

Сейсмичность Северного Тянь-Шаня характеризуется сильными землетрясениями с магнитудой (M) до 8.3, группирующимися на участках контакта складчатой системы Тянь-Шаня с примыкающим Казахским щитом. Более слабые образуют два участка повышенной сейсмичности, приуроченные к районам южного и северного берегов оз. Иссык-Куль. Наблюдения за гипоцентрией очагов показали, что в изучаемой зоне Северного Тянь-Шаня очаги землетрясений с $M \sim 2.5 - 4.5$ происходили на глубинах 5—25 км, т. е. практически все землетрясения регистрируются в хрупком слое земной коры (рис. 3).

Относительная асейсмичность территории самого озера не совсем понятна. Вероятно происходит разгрузка напряжений на бортах озера вдоль Северо-Аксуйского, Культорского и Терскейского разломов.

По новым измерениям средний тепловой поток через дно оз. Иссык-Куль составляет 48 ± 2 мВт/м² [Вермееш и др., 2004]. Такая величина теплового потока свидетельствует о непрогретой коре под озером. Эти данные не противоречат материалам о современной глубинной структуре недр, полученным на базе сейсмической томографии. Для исследуемого района в настоящее время создан ряд томографических моделей [Современная геодинамика..., 1991; Roecker et al., 1993; Villaseñor et al., 2001; Xu et al., 2002; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003]. При сравнении моделей обнаруживаются существенные отличия в полученной структуре недр Северного Тянь-Шаня. Так, в некоторых моделях [Roecker et al., 1993; Xu et al., 2002] высокие скорости P -волн обнаружены в мантии южнее оз. Иссык-Куль, в то время как в нашей сейсмотомографической модели (методика построения описана в работах [Bushenkova et al., 2002; Бушенкова и др., 2003]) в интервале глубин 130—230 км расположена отрицательная сейсмическая аномалия, а

повышенные скорости волн в этой модели обнаружены под Ферганской впадиной (рис. 4). Однако в референтной сейсмической модели не было учтено влияние осадочных толщ крупных бассейнов региона — Балхашского и Таримского, что привело к образованию ложных аномалий на месте упомянутых структур. Следует также отметить, что в литосфере на глубине 130 км высокие сейсмические скорости нашей модели соответствуют выделенному в [Buslov et al., 2003] докембрийскому микроконтиненту Иссык-Куль.

В последнее время на исследуемой территории выполнены детальные работы по изучению позднекайнозойской тектоники [Абдрахматов и др., 2001; Buslov et al., 2003] по палеомагнитным, стратиграфическим и геоморфологическим исследованиям. Основным выводом из этих исследований состоит в том, что общее меридиональное укорочение коры в регионе составляет в позднем кайнозое 35—80 км при средней скорости 10 мм/год. При этом деформации укорочения коры локализовались в разломных зонах надвигов, ограничивающих крупные и глубокие третичные впадины. Начало современного орогенеза по установленному факту синхронного заложения осадочных бассейнов началось 12 млн лет назад. В Северном Тянь-Шане стиль деформирования коры меняется. Это обусловлено наличием крупных структурных неоднородностей коры и литосферы в целом. Жесткий линзовидный микроконтинент Иссык-Куль окружен пластическими зонами, что порождает здесь интенсивные сдвиговые деформации субширотного направления. В присутствии интенсивного меридионального общего сжатия сам микроконтинент в центральной части деформируется по механизму пул-апарт.

Таким образом, при хорошей изученности региона комплексом методов, остается не до конца решенным принципиальный вопрос о механизме формирования структуры литосферы Тянь-Шаня. Как представляется, основная проблема состоит в выяснении относительного вклада или пространственно-временного разделения горизонтальных тектонических сил сжатия и вертикального воздействия на литосферу горячих восходящих мантийных потоков [Юдахин, 1986]. В данной работе предпринята попытка интерпретации результатов наблюдений за деформированием коры по данным сейсмологии и космической геодезии региона Северного Тянь-Шаня.

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исторически изучение деформаций по геодезическим данным осуществлялось обычно путем создания 2D плоских моделей для компонент деформаций, наблюдаемых в горизонтальном нивелировании. Расчеты тензоров скоростей деформаций на основе данных GPS были осуществлены по методике [Burgford et al., 1969; Кучай, 1983]. Для этого использовались изменения длин трех непараллельных линий в каждой ячейке осреднения. Суть метода заключалась в том, что по данным о скоростях деформаций трех непараллельных линий измерений, имеющих с осью координат соответствующие углы (φ_p , φ_q , φ_r), составляется система трех уравнений:

$$\begin{aligned} (1 + \cos 2\varphi_p) \dot{\epsilon}_{xx} + (1 - \cos \varphi_p) \dot{\epsilon}_{yy} + 2(\sin 2\varphi_p) \dot{\epsilon}_{xy} &= 2\dot{\epsilon}_{pp}, \\ (1 + \cos 2\varphi_q) \dot{\epsilon}_{xx} + (1 - \cos \varphi_q) \dot{\epsilon}_{yy} + 2(\sin 2\varphi_q) \dot{\epsilon}_{xy} &= 2\dot{\epsilon}_{qq}, \\ (1 + \cos 2\varphi_r) \dot{\epsilon}_{xx} + (1 - \cos \varphi_r) \dot{\epsilon}_{yy} + 2(\sin 2\varphi_r) \dot{\epsilon}_{xy} &= 2\dot{\epsilon}_{rr}, \end{aligned} \quad (1)$$

далее вычисляются определители и рассчитываются компоненты плоской скорости деформации ($\dot{\epsilon}_{xx}$, $\dot{\epsilon}_{yy}$, $\dot{\epsilon}_{xy}$).

Учитывая условие для главных значений деформаций $\epsilon_1 \geq \epsilon_2 \geq \epsilon_3$ в трехмерном случае, для плоского случая имеем: если $\epsilon_1 > 0$ и $\epsilon_{II} > 0$, то $\epsilon_1 = \epsilon_1$, $\epsilon_{II} = \epsilon_2$, $\epsilon_3 = 0$; если $\epsilon_1 < 0$ и $\epsilon_{II} < 0$, то $\epsilon_3 = 0$, $\epsilon_1 = \epsilon_2$, $\epsilon_{II} = \epsilon_3$; если $\epsilon_1 > 0$, $\epsilon_{II} < 0$, то $\epsilon_1 = \epsilon_1$, $\epsilon_3 = 0$, $\epsilon_{II} = \epsilon_3$. Здесь ϵ_1 и ϵ_{II} — алгебраические максимальные и минимальные продольные деформации в горизонтальной плоскости, а ϵ_3 — продольная деформация в вертикальной плоскости. Отсюда следует, что для некоторых площадок осреднения в горизонтальном направлении существует только ϵ_1 или ϵ_3 и промежуточная ϵ_2 деформация.

Исследуемый регион ограничен координатами 41—44° с.ш., 75—79° в.д. и для расчета разделен на элементарные площадки размером 0.5 × 0.5° с шагом 0.25°. В пределах каждой элементарной площадки выделялись три пункта наблюдения GPS, составляющие наибольшую площадь в ячейке. Если площадка содержала только одну или две точки регистрации, то площадь увеличивалась к северу и востоку в два раза.

Все расчеты проводились для временных интервалов 1994—1998, 1994—1999, 1994—2000, 1994—2001 годов для плоского случая. Плотность сети GPS увеличивалась с каждым годом, поэтому в первом временном интервале использовались 54 пункта наблюдений, во втором — 57, в третьем — 91, в четвертом — 102. Данные GPS любезно предоставлены А. Зубовичем с соавторами [Зубович и др., 2001].

Для расчета скорости сеймотектонических деформаций применялась методика [Костров, 1975; Ризниченко, 1977; Юнга, 1979]. В рамках этой методики компоненты тензора скорости деформаций находились путем суммирования вклада каждого землетрясения, с учетом его сейсмического момента, в общую деформацию элементарного объема осреднения:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu VT} \sum_{n=1}^N M_0^n Q_{ij}^n; \quad i, j = x, y, z, \quad (2)$$

где μ — модуль упругого сдвига, равный $3 \cdot 10^{11}$ дин/см², V — объем осреднения, M_0^n — величина сейсмического момента n -го землетрясения, Q_{ij}^n — компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента n -го землетрясения в географической системе координат, выраженные через параметры механизма очага, T — время, в течение которого происходили землетрясения, используемые для расчета сеймотектонических деформаций. Величины сейсмических моментов землетрясений M_0^n определялись по магнитуде или энергетическому классу и служили весовым коэффициентом. Сеймотектонические деформации участков, где наряду со слабыми возникают и сильные землетрясения, определяются в основном последними. Площадки осреднения использовались те же, что и при расчете по данным GPS, т. е. размером $0.5 \times 0.5^\circ$ с шагом 0.25° . В пределах каждой ячейки осреднения (плоская задача) рассчитывались компоненты скорости сеймотектонических деформаций ($\dot{\varepsilon}_{xx}$, $\dot{\varepsilon}_{yy}$) в географической системе координат, т. е. меридиональные ($\dot{\varepsilon}_{yy}$) и широтные ($\dot{\varepsilon}_{xx}$) скорости деформирования для каждой эпохи.

В последние 15 лет определения параметров механизмов очагов землетрясений осуществляются в Сейсмологической экспедиции Киргизии по общеизвестной методике [Введенская, 1969] с использованием только первых вступлений продольных волн. Типы волн, зарегистрированных в первых вступлениях, определялись по кинематическим признакам с применением регионального годографа для Тянь-Шаня. Поперечные волны для построения не применялись. Для расчета скоростей сеймотектонических деформаций использовались данные 664 механизмов очагов землетрясений с $M > 2.5$ за 1994—2001 гг.

СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Обсуждение результатов обработки сейсмологических и геодезических данных начнем с выяснения особенностей пространственно-временных вариаций скоростей деформаций.

Скорости сеймотектонических деформаций (СТД) были рассчитаны по данным землетрясений, произошедших в эпохи геодезических наблюдений, т. е. за 1994—1998, 1994—1999, 1994—2000 и 1994—2001 годы. Количество сейсмических событий, использованных в построениях, варьировалось от $N = 494$ для эпохи 1994—1998 гг. до $N = 664$ для эпохи 1994—2001 гг. (рис. 5, 6). В разные годы количество произошедших землетрясений для данной территории отличается на 10—30 %. Число решений для механизмов очагов слабых землетрясений также меняется от года к году, что связано с количеством сейсмических станций, записавших данное землетрясение, поэтому только часть механизмов очагов малых землетрясений ($M = 2.5—3.0$) удается определить. Слабые события вносят меньший вклад в общую скорость сеймотектонической деформации района, и в основном скорость деформации определяется более сильными событиями.

При построениях применялись данные о землетрясениях с $M = 2.5—5.5$ ($K = 8—14$), поскольку, как отмечено выше, эти землетрясения происходят в верхнем „хрупком“ слое коры и поэтому реально участвуют в деформировании поверхности.

Распределение сеймотектонических деформаций для эпох наблюдений отражает в первом приближении общие тенденции „сейсмического“ деформирования коры исследуемой области, поскольку здесь от эпохи к эпохе происходит накапливание или суммирование данных. Рассмотрим широтную составляющую скорости деформирования $\dot{\varepsilon}_{xx}$ (см. рис. 6). При общем взгляде практически весь исследуемый район находится в состоянии „сейсмического“ широтного удлинения. Для более детального наблюдения для всех эпох существует зона горизонтального широтного удлинения ($\dot{\varepsilon}_{xx} > 0$) в центральной части оз. Иссык-Куль, полученная путем экстраполяции результатов расчета по очагам, возникшим в прибрежной полосе озера. Устойчивая зона широтного удлинения обнаруживается на северо-востоке исследуемой области, южнее разлома Талдысуйский. Субширотное укорочение характерно практически для центральной части разлома Терскойский на южном берегу озера и в юго-западной части исследуемого района между линией Николаева и разломом Ат-Баши-Иныльчекский. Как показывают карты меридиональной скорости сеймотектонического деформирования $\dot{\varepsilon}_{yy}$, практически весь район находится в устойчивом поле укорочения в направлении север—юг. Зона меридионального удлинения, в которой наблюдается широтное удлинение, расположена на северо-востоке, в районе разлома Талдысуйский.

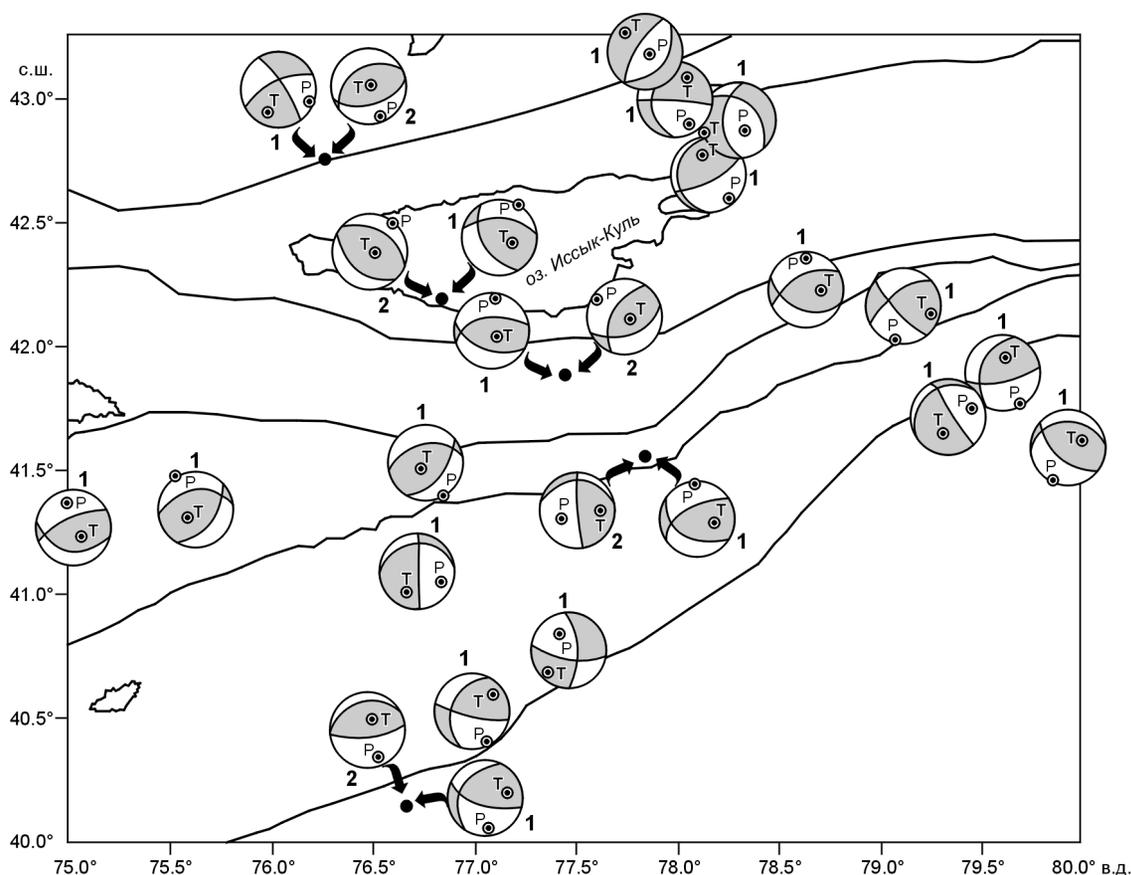


Рис. 5. Диаграммы решения механизмов очагов землетрясений с $M > 4.5$, происшедших в 1992—2001 гг., и сравнение механизмов очагов землетрясений с $M > 5.0$.

1 — авторские определения механизмов очагов землетрясений; 2 — определения механизмов очагов землетрясений по каталогу CMT (Гарвард). Области волн сжатия показаны серым цветом. P, T — оси механизма очага землетрясения.

Следует также отметить, что область к юго-западу от оз. Иссык-Куль имеет всестороннее горизонтальное сокращение объемов земной коры.

Таким образом, полученные карты скоростей сейсмоструктурного деформирования отражают главным образом процесс горизонтального субмеридионального укорочения при одновременном субширотном удлинении. Исключение составляет северо-восточный и юго-западный районы относительно оз. Иссык-Куль, где одновременное существование положительных или отрицательных значений $\dot{\epsilon}_{xx}$ и $\dot{\epsilon}_{yy}$ указывает на существование всестороннего горизонтального расширения или сокращения объема. Наличие областей, где в горизонтальном направлении действуют ϵ_1 и ϵ_3 , ϵ_1 и ϵ_2 , ϵ_2 и ϵ_3 , говорит о смене режима деформирования и что сейсмоструктурные деформации не являются плоскими.

Скорости деформирования поверхности, по данным космической геодезии, были также рассчитаны для четырех эпох наблюдений, причем в первые две эпохи в нашем распоряжении было только 54 и 57 пунктов наблюдений, тогда как в третьей и четвертой — 91 и 102 пунктов соответственно. Чтобы оценить надежность построения полей $\dot{\epsilon}_{yy}$ и $\dot{\epsilon}_{xx}$, дополнительно для периодов 1994—2000 и 1994—2001 гг. проведен расчет по данным только тех 57 пунктов наблюдения GPS, которые участвовали в расчетах за 1994—1999 гг. Наблюдается схожесть результатов в расположении положительных и отрицательных зон для полей компонент $\dot{\epsilon}_{xx}$ и $\dot{\epsilon}_{yy}$, полученных по 56 и 85 пунктам регистрации (1994—2000).

Анализ скоростей деформаций ограничен двумя участками: окрестностью оз. Иссык-Куль и участком к западу от озера. Сеть наблюдений на этих участках оставалась достаточно плотной для всех четырех эпох. На рис. 7 представлены карты скоростей деформаций, рассчитанные для этих участков. Как видно из рисунка, меридиональное ($\dot{\epsilon}_{yy}$) поле деформаций в основном характеризуется деформацией укорочения в направлении север—юг, что хорошо согласуется с полевыми наблюдениями [Абдрахматов и др., 2001] и с распределением сейсмоструктурных деформаций, что свидетельствует о преимущественном суб-

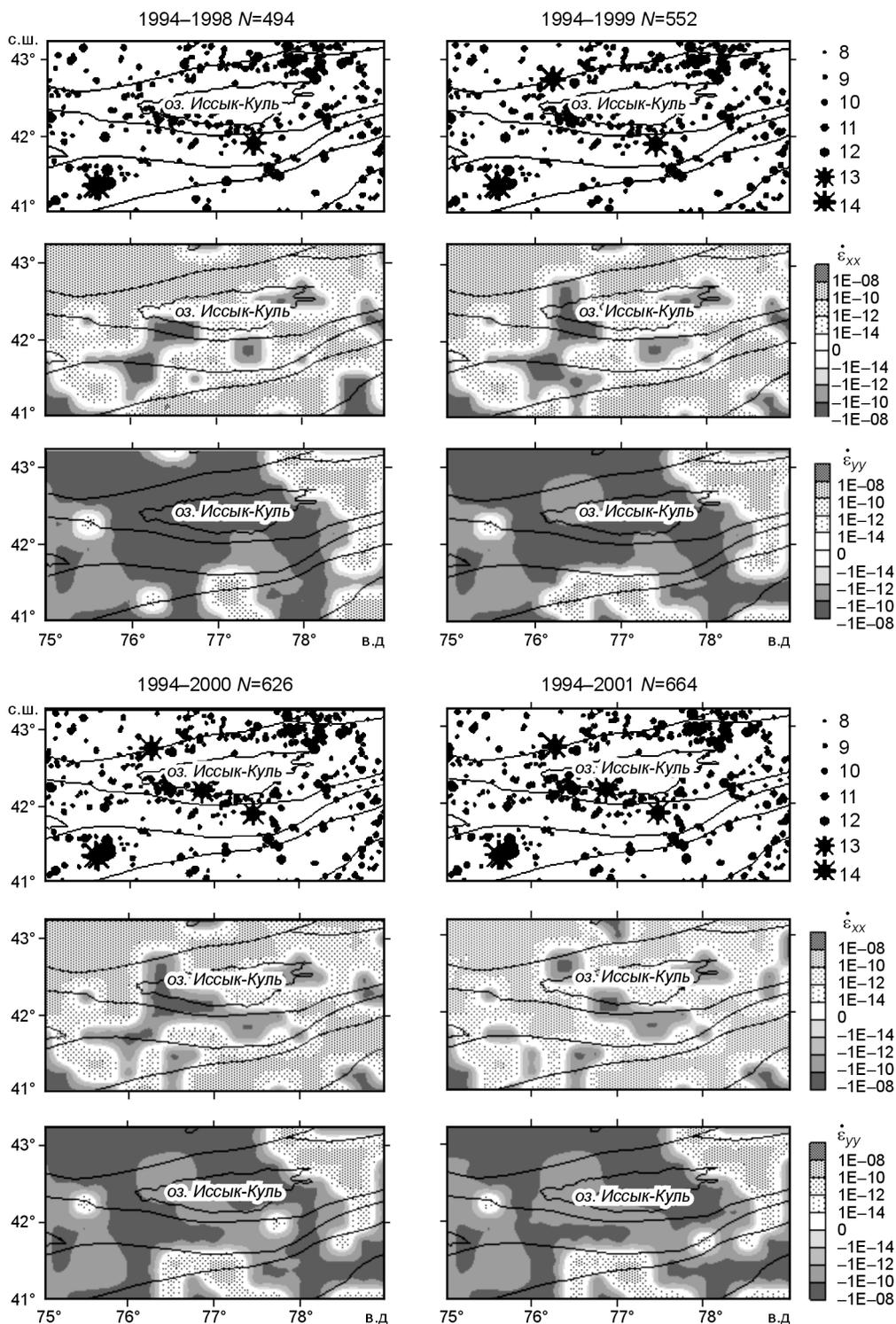


Рис. 6. Эпицентры землетресений, использованные для расчета сеймотектонических деформаций, карты широтных (ϵ_{xx}) и меридиональных (ϵ_{yy}) сейсмологических деформаций для эпох 1994–1998, 1994–1999, 1994–2000, 1994–2001 гг.

меридиональном сжатии района, на которое указывали многие исследователи Тянь-Шаня. Однако в осевых зонах хребтов Кюнгей-Ала-Тоо (северная часть территории) и Терской-Ала-Тоо (южная часть территории), присутствуют узкие зоны локального удлинения. Широтные поля скоростей деформаций ϵ_{xx} по всем четырем периодам отличаются мозаичностью, при движении с запада на восток происходит

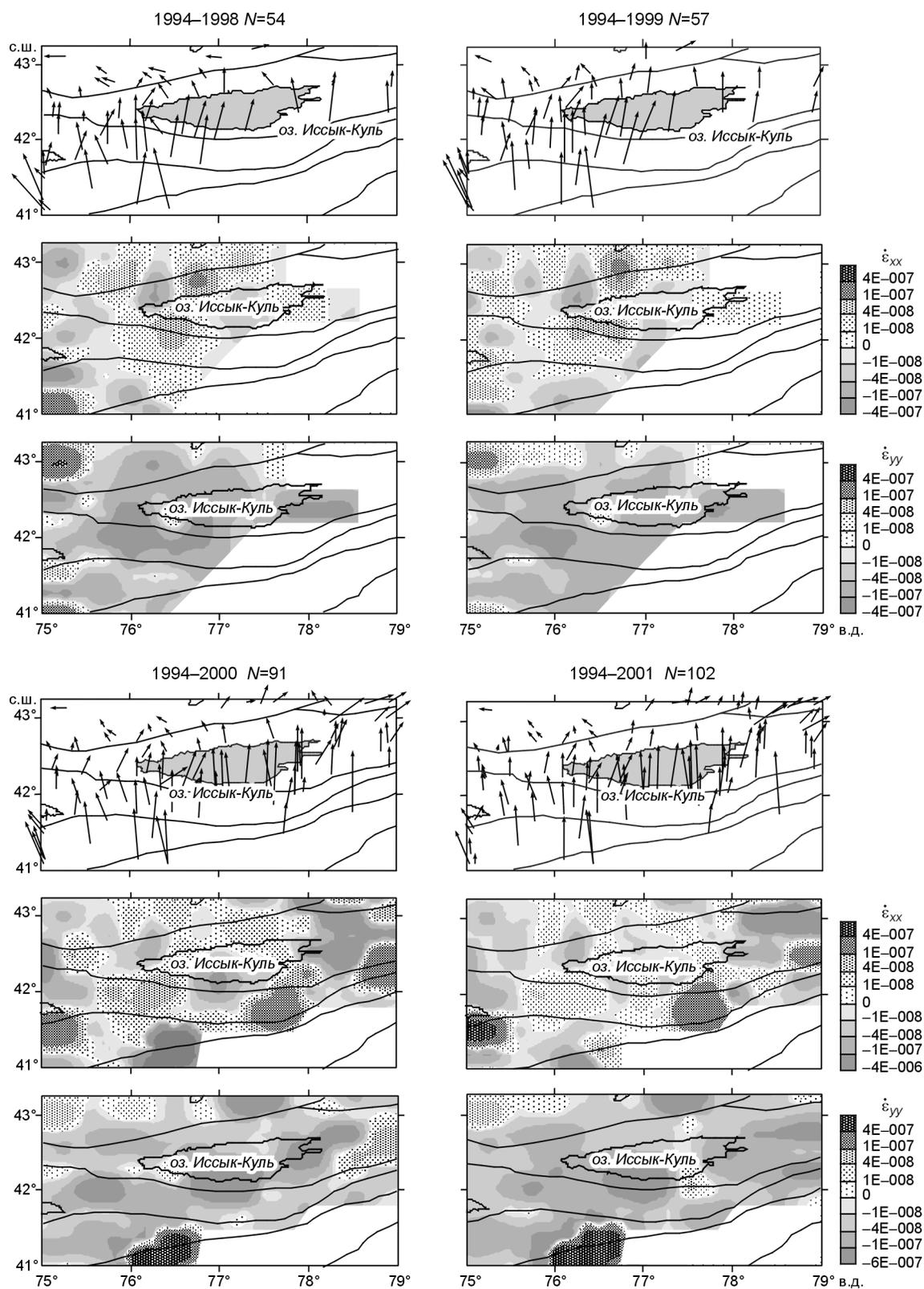


Рис. 7. Горизонтальные скорости движения поверхности по данным GPS, карты широтных ($\dot{\epsilon}_{xx}$) и меридиональных ($\dot{\epsilon}_{yy}$) геодезических деформаций для эпох 1994–1998, 1994–1999, 1994–2000, 1994–2001 гг.

чередование зон удлинения и укорочения. Сопоставление карт скоростей широтных деформаций, полученных по данным сейсмологии и геодезии, показывает, что расположения областей удлинения и укорочения не совпадают.

Необходимо отметить, что картина распределения величин геодезических деформаций относительно быстро меняется во времени, особенно по широтной компоненте. Учитывая, что поле деформаций при преимущественном субмеридиональном укорочении должно в первую очередь определяться строением жесткой коры этого района, его быстрые временные вариации можно объяснить, если допустить, что полученное деформационное поле формируется за счет суммы различных видов деформаций: упругих, пластичных и трещинного течения материала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Современный орогенез Тянь-Шаня, по данным полевых исследований, начался 12 млн лет назад утолщением коры из-за действия на нее плиты Тарима. Суммарная амплитуда укорочения оценивается величиной почти в 100 км. Есть основания полагать, что в последние несколько миллионов лет скорость утолщения и, следовательно, интенсивность деформирования коры и литосферы в целом возросли [Абдрахматов и др., 2001]. Сейчас установлено, что деформирование континентальной литосферы при сжатии происходит в две стадии. Первая характеризуется механическим утолщением литосферы и относительно медленным изостатическим подъемом поверхности, а вторая состоит в реализации плотностной неустойчивости вещества холодной литосферы, внедрившейся в более горячую мантию [Houseman, Molnar, 1997]. Следует отметить, что вторая стадия протекает намного быстрее и заканчивается замещением значительной части континентальной литосферы горячим веществом астеносферы, что обеспечивает быстрое воздымание поверхности до высот более 5000 м. Классическим примером реализации данного механизма является Тибетское плато. Тянь-Шань в настоящее время находится в состоянии перехода от первой стадии ко второй, поэтому в стиле деформирования его литосферы участвуют оба механизма — утолщение и реализация плотностной неустойчивости [Tuchkov, 2003] (рис. 8).

Продолжающееся укорочение коры в меридиональном направлении и компенсирующее его в определенной степени субширотное удлинение находят свое отражение в полученных картах сейсмоструктурных скоростей деформирования коры региона. Действительно, карта меридиональных скоростей деформаций (см. рис. 6) показывает, что укорочение в направлении север—юг присутствует практически во всей рассматриваемой области за исключением отдельных зон северо-восточного угла и области на юге, где отмечено удлинение как по широте, так и по долготе. Наблюдаемые вариации в распределении значений скоростей сейсмоструктурных деформаций обусловлены, прежде всего, неравномерностью распределения эпицентров землетрясений и неоднородностями коры региона, имеющего сложную тектоническую историю развития. Тем не менее полученные карты, на наш взгляд, отражают общую тенденцию или стиль деформирования коры. Эта тенденция заключается в том, что деформации хрупкой верхней части коры, где расположены гипоцентры землетрясений, имеет в первом приближении двухмерную природу, когда меридиональное укорочение реализуется через широтное удлинение. Полученное распределение широтных скоростей сейсмоструктурных деформаций подтверждает высказанную идею о современном механизме деформирования коры в районе оз. Иссык-Куль [Buslov et al., 2003]. Действительно для всех эпох наблюдений скорости сейсмоструктурных деформаций в центральной части озера и в других частях исследуемой территории показывают устойчивое удлинение в направлении запад—восток. Подобный стиль деформирования здесь подтвержден геоморфологическими наблюдениями за характером смещений по разломам, ограничивающим чашу озера. Характер деформирования верхней части коры определен давлением плиты Тарима. Реализация этого усилия состоит в меридиональном укорочении слоя и широтном растяжении, обусловленными существованием жесткого упора в виде стабильной плиты Казахского щита. Структурное выражение компенсационного удлинения состоит в формировании поля деформаций в районе оз. Иссык-Куль, подтвержденных наблюдаемыми сдвигами по разломам, ограничивающим озеро [Абдрахматов и др., 2001].

Наблюдаемое поле скоростей земной поверхности Северного Тянь-Шаня, по данным GPS, имеет общую закономерность (см. рис. 7): с

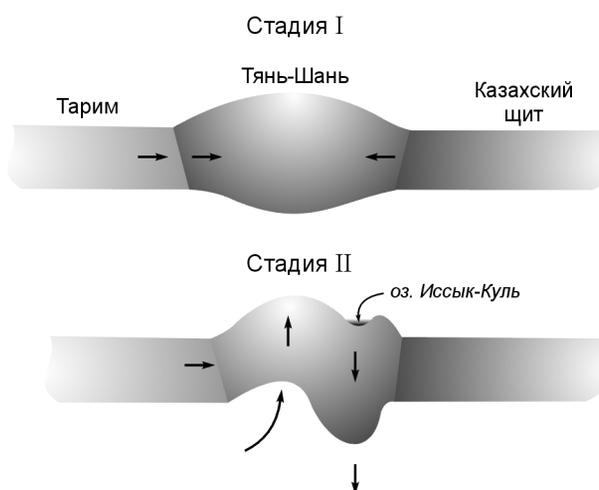


Рис. 8. Две стадии тектонической эволюции литосферы Тянь-Шаня в позднем кайнозое.

юга на север величина скорости уменьшается с 10—15 мм/год на юге до нуля на границе с Казахским щитом. В этом смысле данное поле похоже на то, что наблюдается в Андах [Liu et al., 2000], для которого построена модель деформирования вязкоупругой литосферы жестким индентором. Из сравнения результатов убывания скорости вкрест структур для Анд и для Тянь-Шаня видно, что в последнем случае убывание идет быстрее, что наводит на мысль о том, что наряду с утолщением литосферы существует еще одна причина уменьшения скорости. Для выяснения возможной причины обратимся к геофизическим данным в районе оз. Иссык-Куль. Здесь, по материалам GPS, распределение широтных и меридиональных компонент скорости деформирования (см. рис. 7) свидетельствует о трехмерной природе деформаций. Это особенно хорошо видно для интервалов с более густой сетью наблюдений (1994—2000 и 1994—2001 гг.). Такая ситуация соответствует всестороннему горизонтальному сжатию в обстановке интенсивных вертикальных движений, причем это может быть как воздымание (формирование свода), так и погружение (образование депрессии). Для выбора из этих двух возможностей необходимы либо информация о третьей вертикальной компоненте деформирования, либо независимые геологические и геофизические данные о глубинной структуре исследуемого региона.

По стратиграфическим данным, дно оз. Иссык-Куль погружается с раннего плейстоцена, т. е. уже почти 2 млн лет, причем на ранних стадиях размер депрессии был больше, чем в настоящее время [Чедия, 1986]. Сейсмические наблюдения не выявили уменьшения толщины коры под депрессией озера, имеющей амплитуду прогибания более 4 км [Современная динамика..., 1991]. Все это говорит о том, что причина формирования данной структуры находится в нижней коре и мантии и связана с нисходящим мантийным потоком под ней [Брагин и др., 2001] (см. рис. 1), природа которого может способствовать началу реализации II стадии плотностной неустойчивости на подошве литосферы и формированию под данной структурой нисходящего потока холодной литосферы. Компенсационный восходящий поток расположен к югу от озера (см. рис. 8). Предложенный механизм подтверждается сейсмотомографической моделью недр региона (использована та же методика построения модели, что и в работе [Bushenkova et al., 2002]) (см. рис. 4). Для построения модели использовалась разница времен пробега *PP*-волн. На рисунке видно, что в интервале глубин 130—230 км депрессии соответствуют повышенные значения скоростей сейсмических волн, что может отвечать погружающейся холодной литосфере. В то же время южнее структуры располагается отрицательная скоростная аномалия, возможно, отражающая подъем здесь горячего мантийного вещества на литосферный уровень глубин. Эта аномалия находит свое подтверждение и в особенностях гравитационного поля (см. рис. 2). Подъем в этом месте легкого горячего вещества порождает отрицательную аномалию интенсивностью до 40 мГал [Артемьев и др., 1993]. Следует заметить, что и сейсмическая, и гравитационная аномалии приходятся на наиболее приподнятый участок Тянь-Шаня с высотами более 5000 м. Приведенные выше геофизические данные говорят в пользу II стадии механизма эволюции литосферы, схематически изображенного на рис. 8.

Следует отметить, что подобная ситуация наблюдается и для Ферганской депрессии. Томографическая модель, как видно на срезе в 230 км, дает положительную „холодную“ аномалию под депрессией и отрицательную скоростную аномалию под Памиром, наиболее приподнятой областью, расположенной южнее Ферганской долины. В гравитационном поле от мантийных неоднородностей эта аномалия соответствует локальному минимуму с перепадом почти в 100 мГал относительно поля депрессии. Таким образом, наличие интенсивного нисходящего мантийного потока может в какой-то мере компенсировать горизонтальные скорости движения, наблюдаемые по GPS, что объясняет более резкое затухание их амплитуды в северном направлении по сравнению с данными по Андам.

Особенностью распределения скоростей деформаций поверхности, по данным космической геодезии, является региональная обстановка укорочения меридиональной компоненты деформирования. Как уже упоминалось выше, сжатие может соответствовать выгибанию поверхности как вверх, так и вниз в зависимости от глубинной структуры и геодинамической обстановки в нижней части земной коры. В данном случае, по геологическим данным, здесь уже более 10 млн лет происходит общее воздымание дневной поверхности при одновременном укорочении коры в меридиональном направлении. Причем, как замечено в статье [Абдрахматов и др., 2001], укорочение концентрируется в районе границ межгорных впадин и обрамляющих их хребтов. Схематично процесс деформирования коры можно представить в виде пассивного воздымания верхнего хрупкого слоя посредством выгибания отдельных его участков, соответствующих горным хребтам и раздувания под ними нижнего пластичного слоя (см. рис. 8).

По-видимому, геодезические деформации позволяют судить об общих процессах в земной коре, формирующих современный рельеф и определяющих эволюцию современных геологических структур. Они дают ключ к пониманию механизмов, с помощью которых внешнее воздействие на литосферу (горизонтальные плитные силы на вертикальных границах области и плотностная неустойчивость на горизонтальной границе литосфера—астеносфера) формирует современную геологическую структуру исследуемой области. Плитотектонические силы сжатия деформируют нижний пластичный слой коры, что приводит к его раздуву. Это выражается в локальном выгибании дневной поверхности и формированию форм рельефа.

Кроме того, геодезические деформации фиксируют процесс преобразования рельефа, обусловленный действием сил на подошве литосферы. Развитие плотностной неустойчивости на границе литосфера—астеносфера по комплексу геофизических данных выражается в подъеме горячего астеносферного вещества в Южном Тянь-Шане и погружении холодного вещества литосферы в мантию в его северной половине. Наличие интенсивного нисходящего мантийного потока в какой-то мере компенсирует горизонтальные скорости движения, наблюдаемые по GPS, что объясняет более резкое затухание их амплитуды в северном направлении по сравнению с данными по Андам.

Сейсмологические деформации отражают действие внешних тектонических сил в слое коры в зоне расположения гипоцентров землетрясений и трансформацию напряженного состояния, обусловленную структурными неоднородностями коры и геометрией границ области.

Сейсмологические и геодезические деформации несут в себе геологическую информацию. Сейсмологические данные позволяют определять механизмы формирования локальных структур, в которых принимает непосредственное участие верхний хрупкий слой коры. Примером такой структуры может служить район оз. Иссык-Куль, в центральной части которого формируется локальная структура растяжения по механизму пул-апарт. Геодезические деформации, включают упругие, пластические и квази-пластические деформации и позволяют составить впечатление о природе процессов, определяющих геологическую эволюцию горной области в целом. На данном этапе эволюции это, вероятно, процесс развития плотностной неустойчивости на границе литосфера—астеносфера.

ВЫВОДЫ

Меридиональные ($\dot{\epsilon}_{yy}$) поля скоростей деформаций, полученные по материалам космической геодезии, в основном характеризуются деформацией укорочения в направлении север—юг, хорошо согласуются с геологическими наблюдениями и с распределением сейсмотектонических деформаций, подтверждая фоновое субмеридиональное сжатие района. Широтные поля скоростей деформаций $\dot{\epsilon}_{xx}$ по всем четырем периодам отличаются мозаичностью, чередованием зон удлинения и укорочения. При сопоставлении широтных полей скоростей деформаций $\dot{\epsilon}_{xx}$, рассчитанных по данным сейсмологии и геодезии, наблюдается несогласованность в положении областей удлинения и укорочения.

Картина распределения величин геодезических деформаций относительно быстро меняется во времени, особенно по широтной компоненте. Учитывая, что поле деформаций при общем субмеридиональном укорочении должно в первую очередь определяться строением жесткой коры этого района, его быстрые временные вариации можно объяснить, если допустить, что полученное деформационное поле формируется за счет суммы различных видов деформаций: упругих пластических и квазипластических.

Проведенный анализ полей деформаций, построенных по сейсмологическим данным и данным космической геодезии показал, что они отражают деформации литосферы на разных глубинных уровнях. Сейсмотектонические деформации, только в первом приближении, можно рассматривать как отражающие двумерную деформацию, при которых горизонтальное меридиональное сжатие верхнего хрупкого слоя коры в значительной степени компенсируется горизонтальным субширотным растяжением. По-видимому, поле деформаций, по данным GPS, отражает коровые вертикальные движения посредством утолщения коры через раздув нижнего пластичного корового слоя, что ведет к выгибанию поверхности.

Сейсмотектонические деформации в какой-то мере несут в себе информацию о вертикальных движениях нижнекорового и верхнемантийного слоев литосферы, выражающихся в восходящих мантийных потоках южнее оз. Иссык-Куль (о чем свидетельствуют области укорочения широтных и меридиональных полей скоростей деформаций), обеспечивающих общее воздымание дневной поверхности района и в нисходящих мантийных движениях в восточном районе оз. Иссык-Куль.

Таким образом, наличие интенсивного нисходящего мантийного потока может в какой-то мере компенсировать горизонтальные скорости движения, наблюдаемые по GPS, что объясняет более резкое затухание их амплитуды в северном направлении по сравнению с данными по Андам.

Работа выполнена при поддержке гранта SRDF N RG1-2346-NO-02, Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 116 и программы Президиума РАН № 16.3.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1585—1609.

Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучеренко В.А. Плотностные неоднородности гравитационного поля литосферы Северной Азии // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1993, № 5, с. 12—23.

Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1435—1443.

Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Zubovich A.B., Лобаченко А.Н., Рыбин А.К., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1610—1621.

Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на *PP—P*-волнах // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 474—490.

Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., Наука, 1969, 135 с.

Вермееш П., Порт Дж., Дучков А.Д., Клеркс Ж., де Батист М. Озеро Иссык-Куль (Тянь-Шань): необычно низкий тепловой поток в межгорном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (5), с. 616—625.

Zubovich A.B., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1634—1640.

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

Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М., Наука, 1983, 208 с.

Литосфера Тянь-Шаня / Ред. И.Е. Губин. М., Наука, 1986, 157 с.

Мид Б.Дж., Хагер Б.Х. Современное распределение деформации в Западном Тянь-Шане по блоковым моделям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1622—1633.

Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 11, с. 34—47.

Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня / Ред. Н.П. Лаверов. М., Наука, 1991, 192 с.

Тектоническая карта Киргизской ССР, м-б 1:500 000. М., Мингео СССР, 1988.

Чедия О.К. Новейшая тектоника // Литосфера Тянь-Шаня. М., Наука, 1986, с. 19—30.

Юдахин Ф.Н. К вопросу о динамике литосферы Тянь-Шаня в свете комплекса геофизических данных // Там же, с. 142—145.

Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР, Физики Земли, 1979, № 10, с. 14—23.

Burford R.O., Eaton J.P., Pakiser L.C. Crustal strain and microseismicity investigations at the national center for earthquake research of the United States geological survey // Проблемы современных движений земной коры (Труды 3-го международного симпозиума). М., 1969, с. 370—377.

Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on *PP—P* waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // Tectonophysics, 2002, v. 358, p. 57—76.

Buslov M.M., Klerkx J., Abdrakhmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., and Muraliev A. Recent strike-slip deformation of the northern Tien Shan / Eds. F. Storti, R.E. Holdsworth, F. Salvini // Intraplate Strike-Slip Deformation Belts, Geological Society. London, Special Publications, 2003, v. 210, p. 53—64.

Calais E., Amarjargal S. New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia // Geophys. Res. Lett., 2000, v. 27, № 10, p. 1527—1530.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal S., and Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, B10, 2501, doi:10.1029/2002JB002373.

Calais E., Lesne O., Déverchère J., San'kov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutsky V., Bashkuev Yu. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurement // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 21, p. 4003—4006.

Calais E., Vergnolle M., Déverchère J., Sankov V., Likhnev A., Amarjargal S. Are post-seismic effects of the $M = 8.4$ Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area // Geophys. J. Inter., 2002, v. 149, p. 157—168.

Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S., Ying D., Zhou D. Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Jungar basins // GSA Bull., 1995, v. 107, p. 571—594.

Coleman R.G. Continental growth of Northwest China // Tectonics, 1989, № 8, p. 621—635.

Flesch L., Haines A.J., Holt W.E. Dynamics of the India-Eurasia collision zone // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, № B8, p. 16435—16460.

Froidevaux C., Nataf H.C. Continental drift: what driving mechanism? // *Geol. Rundsch.*, 1981, v. 70, p. 166—176.

Gross S., Burgmann R. Rate and state of background stress estimated from the aftershocks of the 1989 Loma Prieta, California earthquake // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, № B3, p. 4915—4927.

Holt W.E., Chamot-Rooke N., Le Pichon X., Haines A.J., Shen-Tu B., Ren J. Velocity field in Asia from quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, № B8, p. 19185—19209.

Houseman G., England Ph. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98 (B7), p. 12233—12249.

Houseman G., Molnar P. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of the continental lithosphere // *Geophys. J. Inter.*, 1997, v. 128, p. 125—150.

Hu J.-C., Yu S.-B., Angelier J., Hao-Tsu Chu. Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, № B2, p. 2265—2280.

Jouanne F., Mugnier J.L., Pandey M.R., Gamond J.F., Le Fort P., Serrurier L., Vigny C., Avouac J.P. Oblique convergence in the Himalayas of Western Nepal deduced from preliminary results of GPS measurements // *Geophys. Res. Lett.*, 1999, v. 26, № 13, p. 1933—1936.

Khazaradze G., Klotz J. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B6, p. 2289, doi:10.29129/2002JB001879.

Khazaradze G., Qamar A., Draget H. Tectonic deformation in the western Washington from continuous GPS measurements // *Geophys. Res. Lett.*, 1999, v. 26, № 20, p. 3153—3188.

Kong X., Bird P. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults, in the tectonic evolution of Asia / Eds. An Yin, T. Mark Harrison. Cambridge University Press, 1996, p. 19—34.

Liu M., Yang Y., Stein S., Zhu Y., Engeln J. Crustal shortening in the Andes: Why do GPS rates differ from geological rates // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, № 18, p. 3005—3008.

Miller M.M., Johnson D.J., Rubin C.M., Dragert H., Wang K., Qamar A., Goldfinger C. GPS-determination of along-strike variation in Cascadia margin kinematics: implications for relative plate motion, subduction zone coupling, and permanent deformation // *Tectonics*, 2001a, v. 20, № 2, p. 161—176.

Miller M.M., Johnson D.J., Dixon T.H., Dokka R.K. Refined kinematics of the Eastern California shear zone from GPS observations, 1993—1998 // *J. Geophys. Res.*, 2001b, v. 106, № B2, p. 2245—2263.

Peltzer G., Saucier F. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101(B12), p. 27943—27956.

Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkonova R., Munirova L. Tree-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 89, p. 15779—15795.

Tychkov S. Mechanism of the mountain building in the intracontinental areas of central Asia, AGU-EUG Joint Assembly, France, April, 2003, v. 5, 09844.

Vergnolle M., Pollitz F., Calais E. Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B10, p. 2502, doi:10.1029/2002JB002374.

Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2001, v. 123, p. 169—184.

Wang Q., Zhang P.Z., Freyrnueller J.T., Bilham R., Larson K.M., Lai X., You X., Niu Z., Wu J., Li Y., Yang Z., Chen Q. Present-day crustal deformation in China constrained by GPS measurements // *Science*, 2001, v. 294, p. 574—577.

Windley B.F., Allen M.B., Zhang C., Zhao Z.Y., Wang G.R. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia // *Geology*, 1990, v. 18, p. 128—131.

Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q., Li Y.X. Inversion of GPS measurements for a layer of negative dislocation distribution in north China // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B10, p. 2481, doi:10.1029/2002JB002171.

Xu Y., Liu F., Chen H. Crust and upper mantle structure beneath western China from *P* wave travel time tomography // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, p. 2220, doi:10.1029/2001JB000402.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D *S*-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2003, v. 138, p. 263—278.

Zonenshain L., Kuzmin M., Natapov L. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis / Ed. B.M. Page // *Amer. Geophys. Union, Geodynamics Series*, 1990, v. 21, chap 3, p. 17—30.