

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ПО БЛОКОВЫМ МОДЕЛЯМ, ОСНОВАННЫМ НА ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Б. Дж. Миди, Б. Х. Хагер

Массачусетский технологический институт, Массачусетс, 02139, США

Авторы интерпретируют GPS измерения современных деформаций в пределах Западного Тянь-Шаня в рамках блоковой модели, учитывая важные геологические особенности (разломы) и физические процессы (накопление упругих деформаций). Благодаря этому анализу появляется возможность определять величину деформации, локализованной в активных структурах. В центральной части Западного Тянь-Шаня зона Джуванарыкского разлома является наиболее активным надвигом, по которому происходит меридиональное укорачивание его почти на 5 мм/год. Наоборот, широко известный в регионе Таласо-Ферганский сдвиг имеет очень небольшое горизонтальное смещение.

Деформации, GPS измерения, поля скоростей, геодезические данные.

THE CURRENT DISTRIBUTION OF DEFORMATION IN THE WESTERN TIEN SHAN FROM BLOCK MODELS CONSTRAINED BY GEODETIC DATA

B. J. Meade and B. H. Hager

We interpret Global Positioning System measurements of interseismic deformation throughout the western Tien Shan in the context of a block model which accounts for important geologic features (faults) and physical processes (elastic strain accumulation.) Through this analysis we are able to quantify the amount of deformation localized on active structures. In the central part of the belt the Dzhanaryk fault zone appears to be the most important thrust fault, accommodating nearly five millimeters per year of north-south shortening across it. Conversely, the most widely recognized strike-slip fault in the region, the Talas-Fergana, is found to have very little of the previously estimated right lateral motion.

Deformations, GPS measurements, rate fields, geodetic data

ВВЕДЕНИЕ

Тянь-Шань, включающий в себя ряд горных хребтов широтного простирания, расположен в Центральной Азии, к северу от Таримского плато и Памира и к югу от Казахской платформы. Эти хребты скуют границы Китая, Киргизии, Узбекистана и Таджикистана и достигают высот более 7 км. Большая высота, рельеф, активная сейсмичность этих гор наводят на мысль об их недавнем создании и продолжающемся росте. Основная широтная ориентация горных цепей в этом регионе согласуется с их ростом в рамках гипотезы сближения и укорачивания блоков, вследствие столкновения Индо-Австралийской и Азиатской плит [1].

В последние восемь лет проведены работы по детальному обследованию этого региона методом GPS. Основным результатом было создание детального поля скоростей блоков земной коры в Западном Тянь-Шане (рис. 1). Предшествующий анализ поля скоростей определил величину меридионального укорочения на Тянь-Шане [2]. Настоящая работа демонстрирует значимость Тянь-Шаня в контексте современной кинематики столкновения плит, показывая, что до половины скорости конвергенции [3] реализуются в западной части этой горной системы.

В настоящей статье мы развиваем метод оценки не только общей величины укорочения, но также ее распределения в пределах горной цепи. Чтобы выявить это, мы оценили современную деформацию, используя блоковую модель. Такой подход позволяет учитывать эффекты накопления упругих деформаций в разломных зонах. С учетом этого процесса мы имеем возможность представить поля скоростей, которые слабо меняются при пересечении границ блоков. Это позволяет не только создать физически реальную модель медленных деформаций, но также оценить скорость смещения по разломам из геодезических данных. Хотя наши представления о важнейших разломах упрощены, мы можем показать, что картина деформации в поле скоростей по GPS измерениям хорошо согласуется с геологическими данными.

МЕТОД БЛОКОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для моделирования поля скоростей был выбран метод, позволяющий разбивать рассматриваемые области на конечное число блоков и включающий разломы, которые, как известно, локализуют деформацию. В нашей модели детально рассматривается накопление упругих деформаций, связанных со сцеплением бортов разломов, так что их воздействие распространяется не только на данный

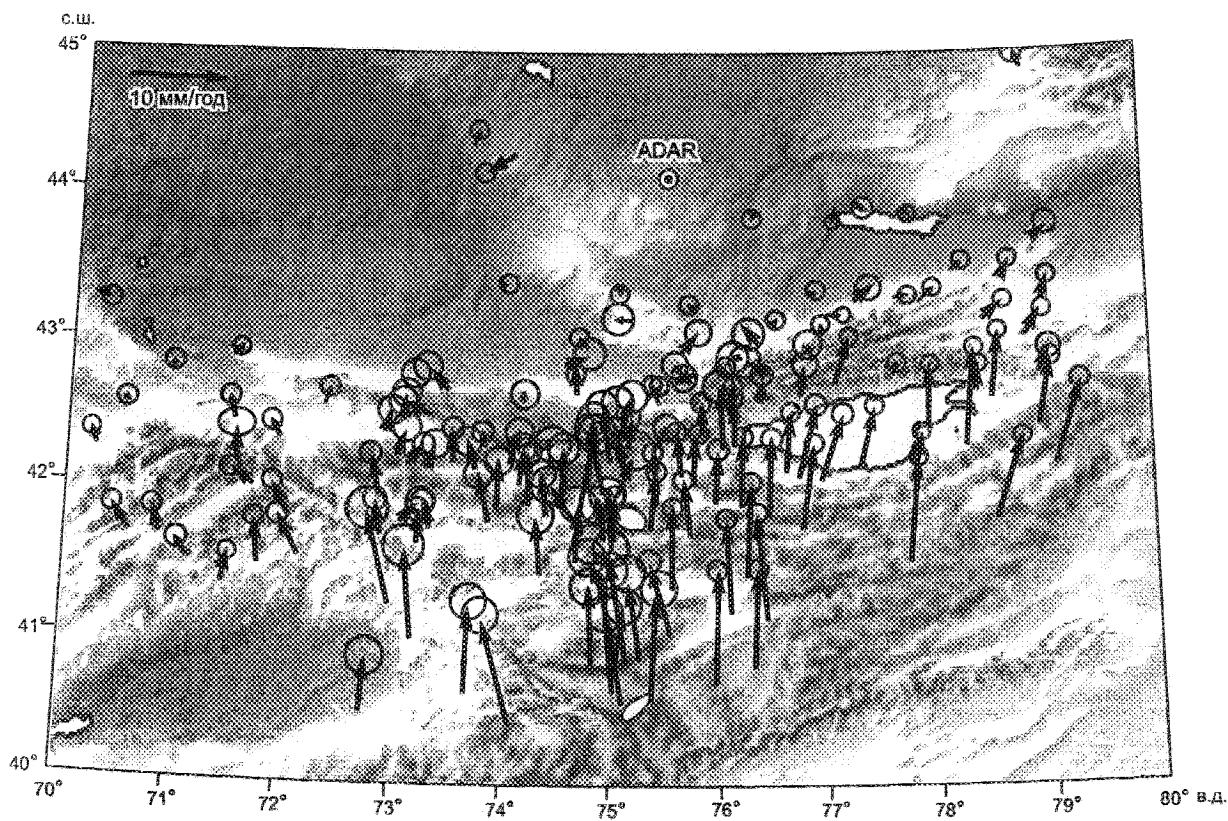


Рис. 1. Поле GPS скоростей, показанное относительно станции ADAR на Казахской платформе. Эллипсы ошибок представляют 47-процентные доверительные интервалы GPS наблюдений.

блок, но также и через границы разломов. Таким образом, в нашей модели, состоящей из дискретных перемещающихся блоков, поле поверхностных скоростей непрерывно. Автором работы [4] разработан детальный метод рассмотрения областей со сложной геометрией, учитывающий смещения на сдвигах и надвигах. Мы попытались расширить его подход, чтобы учесть геодезические данные. Для изучения региона необходимо установить геометрию блочной модели для рассматриваемой области и затем вычислить значения интересующих нас величин.

Геометрия модели определяется путем деления интересующей нас области на ряд блоков, ограниченных разломами, которые являются важными в региональном плане (Rubin C., 1999 и Hamburger M., 1999 — устные сообщения). Эти блоки рассматриваются как структуры, которые испытывают малую деформацию за время, в течение которого проводились геодезические измерения. Так как сами горы являются проявлением непрерывной деформации, мы считаем их рост малым за рассматриваемый период.

Для Тянь-Шаня мы создали простую систему, состоящую из восьми блоков и двадцати трех сегментов основных разломов (рис. 2). Хотя геометрия является приблизительной, наша система согласуется с положением закартированных разломов центральной части пояса (около 75° в.д.). С севера на юг здесь выделяются четыре больших надвига: Иссыкатаинский, Джунанарыкский, Ка-жыртинский и Аксайский. На западе мы имеем разломы, граничащие как с северным, так и с южным краем Ферганской долины, а также один разлом между Казахской платформой и горным хребтом Чаткал. На востоке области расположены разломы, которые ограничивают оз. Иссык-Куль и затем проходят через узкую и высокую часть пояса. Разломы, которые не образуют замкнутой линии (на западном и восточном краях), рассматриваются как полубесконечные, чтобы минимизировать красовые эффекты. Все разломы в нашей модели простираются до глубины 15 км. Угол падения надвигов оценивается в 45°, что согласуется с фокальными механизмами землетрясений по Гарвардскому каталогу и детальным исследованием афтершоков, связанных с Суусамырским землетрясением 1992 г. [5]. В центральной части горной цепи два самых северных разлома падают к югу, тогда как у самой южной пары разломов падение, наоборот, к северу. Это, несомненно, лишь грубое приближение к реальной ситуации. Однако мы уверены, что эта простая геометрия хорошо согласуется с положением плоскостей падения разломов на глубинах. Лишь два разлома в модели

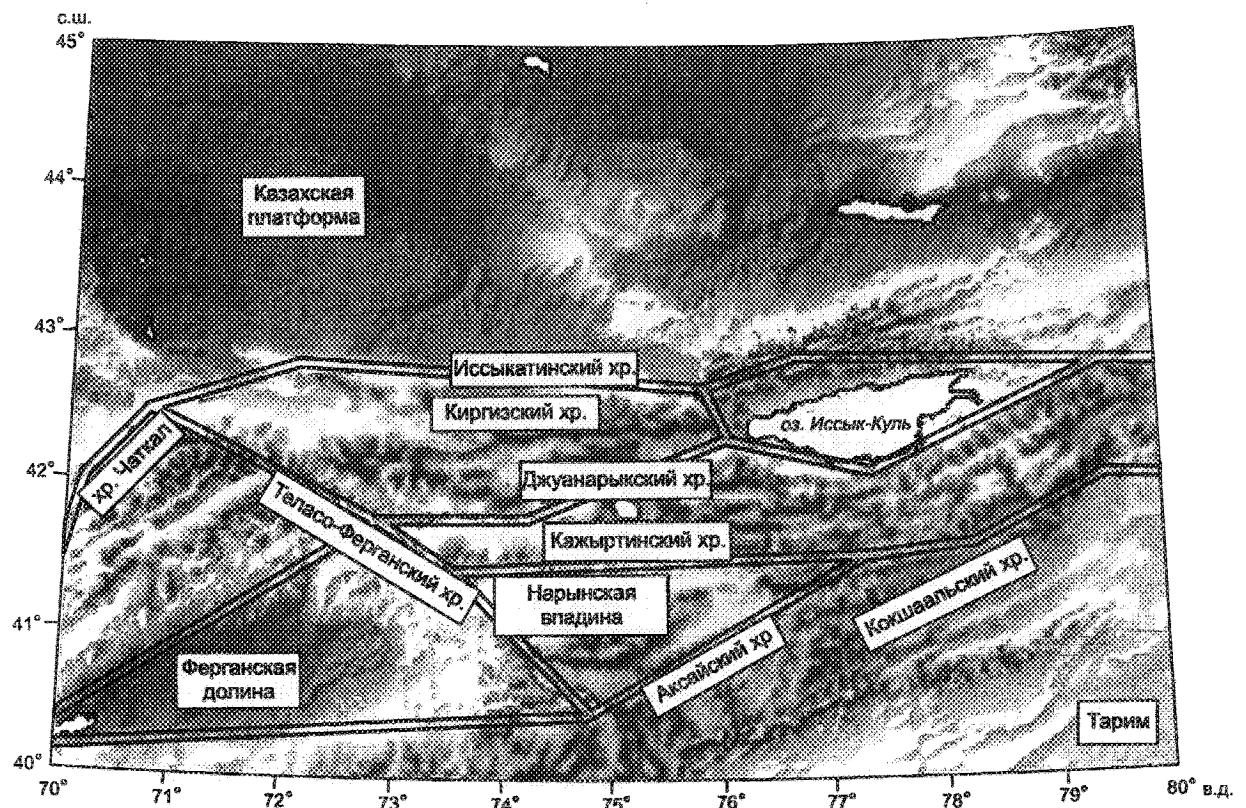


Рис. 2. Схема блоков и разломных зон, составляющих использованную в работе модель.

Двойные линии — границы блоков на этом и рис. 4, 5, 7.

считываются вертикальными. Это Таласо-Ферганский и небольшой разлом, простирающийся с севера-запада на юго-восток в западной части Иссыкатинского разлома.

Используемый метод включает предположение, что общее накопленное за год смещение от одной точки к другой — независимо от пути, т. е. что криволинейный интеграл любой компоненты скорости по любому замкнутому контуру равен нулю

$$\oint v_i \, dl = 0. \quad (1)$$

Мы предполагаем также, что современные (или вековые) скорости преобладают в деформациях, наблюдаемых геодезической техникой. Заметим, что в период, когда были сделаны геодезические измерения, не было больших землетрясений. Об этом свидетельствуют как региональный (KNET) (Vernon F., 2000 — устное сообщение), так и глобальный (Гарвардский) каталоги землетрясений. Они показывают, что в регионе за последние 10 лет произошло только одно большое Суусамырское землетрясение в августе 1992 г. ($M_s = 7,3$) [5], хотя в целом здесь наблюдалась значительная сейсмическая активность. Суусамырское землетрясение случилось прежде, чем были проведены повторные измерения по GPS сети, поэтому мы не должны учитывать связанную с ним косейсмическую деформацию. Хотя постсейсмическая деформация не моделируется нами, мы видим ее следы в наблюдаемом поле скоростей. Это неудивительно, так как оценки толщины коры (почти 50 км [6, 7]) означают, что глубина сейсмической зоны в этом регионе не сравнима с мощностью литосферы, а это предотвращает постсейсмический отклик астеносфера [8]. В то же время это не препятствует вязкой релаксации нижней коры, чьим видны слабые признаки.

Через несколько циклов землетрясений общее движение в точке данного блока может быть представлено в виде суммы ежегодного медленного и быстрого (косейсмического) смещения:

$$v_B = v_I + v_C, \quad (2)$$

v_B , v_I , v_C — блоковые (геологические), медленные и косейсмические ежегодные смещения соответственно (рис. 3, а). Косейсмическая скорость обусловлена скольжением по всем сегментам разлома,

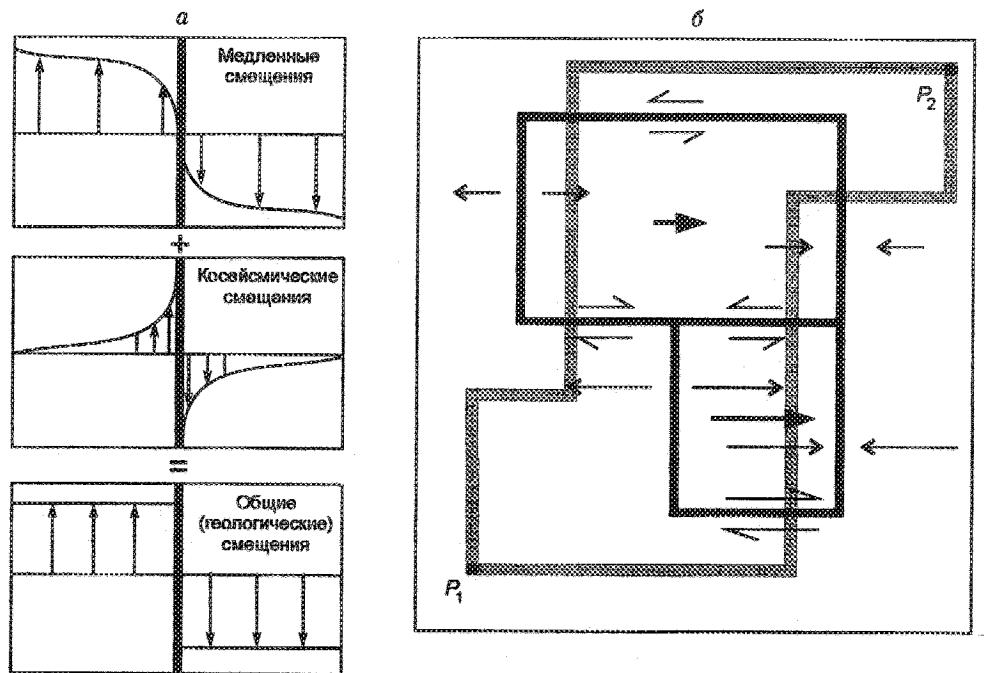


Рис. 3. Графическое представление способа оценки медленных скоростей в случае правостороннего сдвига по простираннию разлома (а) и иллюстрация связи движения блоков со скоростями смещения разлома (б).

а — светло-серая линия отмечает положение разлома, стрелки — приблизительное направление и величину поверхностного смещения; б — контур из толстых линий — положение разломов; толстые стрелки — представление о величине и направлении скорости каждого блока, тонкие — направление движения на каждой линии разлома.

определяющего границу блока. В данном случае мы пытаемся моделировать медленные скорости, поэтому выразим v_i через остальные смещения:

$$v_i = v_B - v_C. \quad (3)$$

Можно считать, что v_C обусловлено упругой деформацией, связанной с ежегодным дефицитом коссейсмического смещения. Теперь оба члена в правой части (3) необходимо связать между собой через движение блока. Суммарное геологическое (или внутриблоковое) движение точки можно записать как

$$v_B = \underline{\underline{A}} \underline{\underline{s}}, \quad (4)$$

где A — матрица положения, которая показывает, на каком блоке находится данный пункт, $\underline{\underline{s}}$ — это вектор горизонтальных компонент движения блока. Связывая скорости смещения разлома с поверхностной деформацией, обусловленной накоплением медленной упругой деформации, можно записать второй член в правой части (3) как

$$v_C = \underline{\underline{\Delta}} \underline{\underline{s}}, \quad (5)$$

где $\underline{\underline{s}}$ — скорости смещения по простираннию и по падению на разломах, ограничивающих блок, $\underline{\underline{\Delta}}$ — матрица, содержащая частные производные функций Грина по скоростям смещения. Последние, согласно теории упругости, выражаются через поверхностные скорости. Это позволяет вычислить поверхностные смещения (скорости), вызванные произвольной прямоугольной дислокацией (скоростью смещения по разлому) в упругом полупространстве [9]. В нашем случае мы преобразуем географические координаты в декартовы, используя локально тангенциальную коническую проекцию Ламберта. Элементы матрицы $\underline{\underline{\Delta}}$ даются выражением

$$\Delta_{ij} = \sum_j \nabla_s \cdot U(s, x_i, y_j, \nu), \quad (6)$$

где $U(s, x_i, y_j, \nu)$ — функции Грина для смещения, вызванного прямоугольной дислокацией в упругом полупространстве, вектор s содержит компоненты скорости смещений по разлому, вектор x_i дает

координаты i -й точки наблюдения, γ_j определяет геометрию разлома, j — индекс сегмента разлома и ν — коэффициент Пуассона. Скорости смещения на данном разломе определяются разностью скоростей блоков, которые граничат с ним (см. рис. 3,б). Таким образом, скорости смещений геометрически связаны со скоростями блоков соотношением

$$\mathbf{s} = \underline{\underline{\Gamma}} \mathbf{m}, \quad (7)$$

где $\underline{\underline{\Gamma}}$ — матрица вращения, описывающая, как относительные скорости блока раскладываются на компоненты смещения по простиранию и по падению на граничных плоскостях. Используя уравнения (4), (5) и (7), можно представить медленные поверхностные скорости в терминах блоковых движений

$$\mathbf{v}_1 = (\underline{\underline{A}} - \underline{\underline{\Delta}} \underline{\underline{\Gamma}}) \mathbf{m}. \quad (8)$$

Эта формула позволяет предсказать медленные скорости в любой точке, где известны блоковые движения. В общем случае это не удается, так как скорости блоков не известны. Однако мы можем оценить движения блоков, используя геодезически определенные поля весовых скоростей и решая (8) относительно \mathbf{m} . Фактически мы оцениваем движения блоков, минимизируя весовую норму L_2 для разностей скоростей в геодезическом пункте, полученных в ходе GPS наблюдений и посредством модельных расчетов. Это позволяет получить выражение для оценки нашего модельного параметра:

$$\mathbf{m}_{\text{est}} = [(\underline{\underline{A}} - \underline{\underline{\Delta}} \underline{\underline{\Gamma}})^T \underline{\underline{W}}_{\text{GPS}} (\underline{\underline{A}} - \underline{\underline{\Delta}} \underline{\underline{\Gamma}})]^{-1} (\underline{\underline{A}} - \underline{\underline{\Delta}} \underline{\underline{\Gamma}})^T \underline{\underline{W}}_{\text{GPS}} \mathbf{v}_{\text{GPS}}, \quad (9)$$

где наблюдаемые GPS скорости (T. Hering, 1999 — устное сообщение) заменены на медленные скорости. Весовая матрица $\underline{\underline{W}}_{\text{GPS}}$ является обратной от частичной ковариационной матрицы данных.

Частичная ковариационная матрица данных содержит только оценки ошибок и корреляции для северных и восточных компонент скорости в каждом пункте. Можно обобщить эту матрицу, включив корреляцию между парами пунктов, но пока это не сделано.

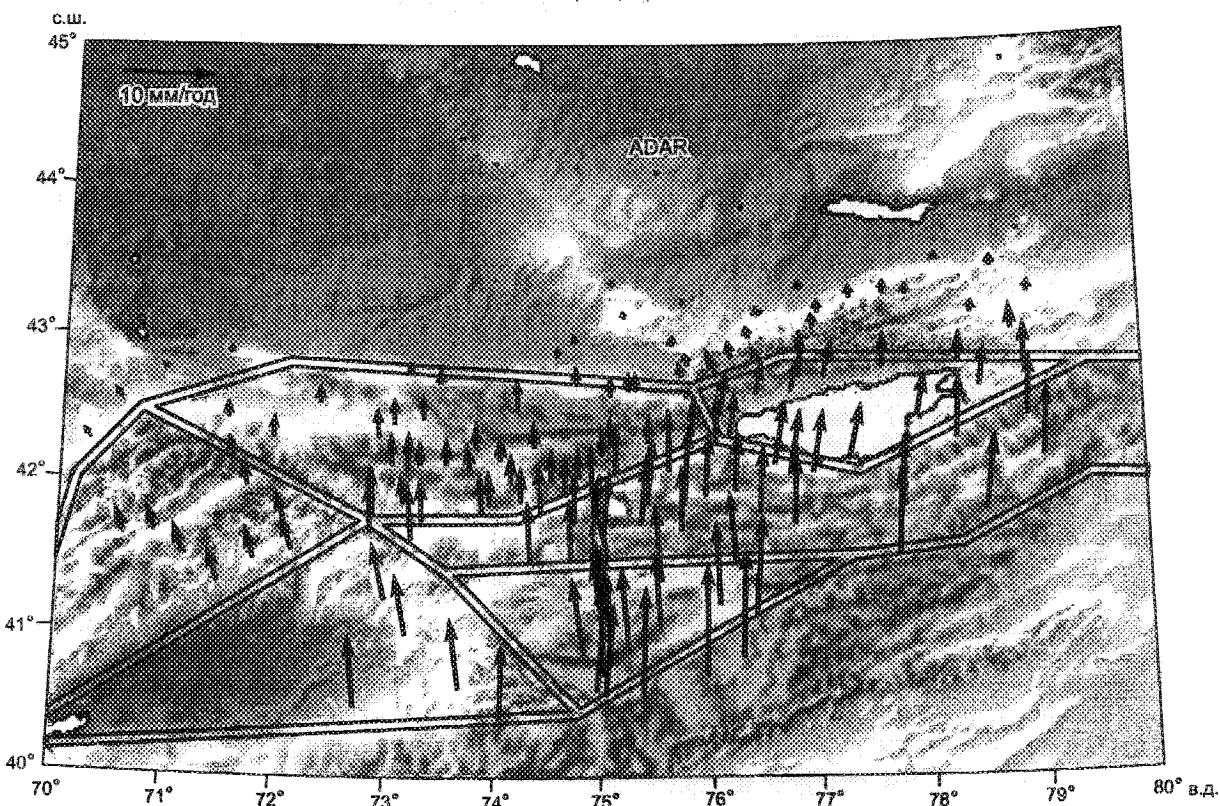


Рис. 4. Поле расчетных скоростей по принятой модели, показанное относительно станции ADAR на Казахской платформе.

Скорости рассчитаны на основании оценок движения блоков в результате инверсии наблюденного по GPS поля скоростей. Можно отметить подобие с рис. 1.

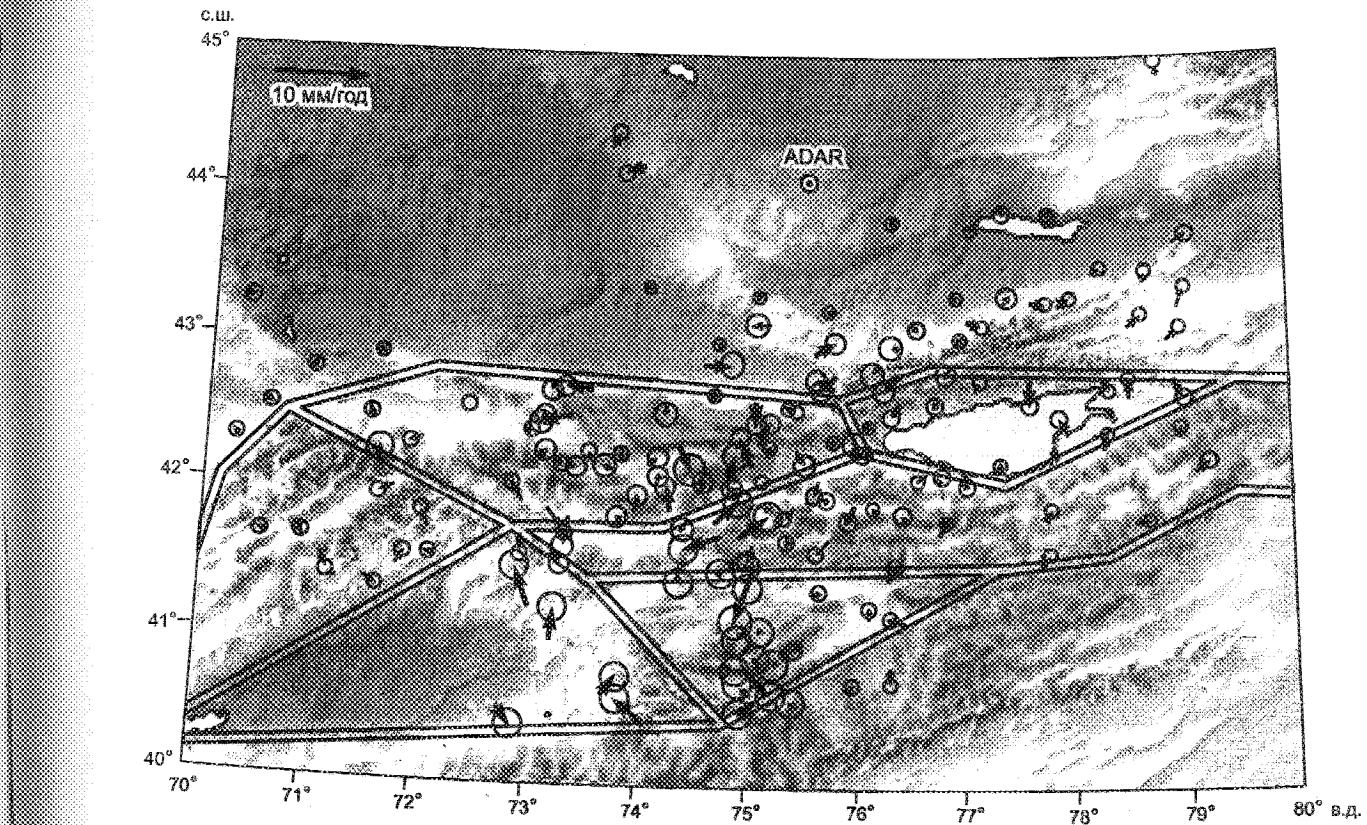


Рис. 5. Остаточное поле скоростей (экспериментальные значения минус расчетные), показанное относительно станции ADAR на Казахской платформе.

Эллипсы показывают 47-процентные доверительные интервалы оценок скоростей по GPS. Чем меньше вектор остаточной скорости для станции, тем лучше совпадают расчетные и наблюденные скорости.

Из (9) мы получаем оценки блоковых движений, которые затем можно использовать в нашей модели для прогнозирования наилучшего варианта поля скоростей и компонент смещения по разломам с помощью уравнений (8) и (7) соответственно. Этот метод был развит, чтобы включить *a priori* оценки скорости смещения (см. приложение).

СРАВНЕНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТЕЙ, ПОЛУЧЕННЫХ РАСЧЕТНЫМИ И GPS МЕТОДАМИ

Не каждый пункт GPS наблюдений был включён в наш анализ. Были использованы только те пункты, для которых ошибка в оценке компоненты скорости была меньше 2 мм/год. Дополнительно мы исключили пункты, которые имели, по нашим оценкам, значительный вклад невековых компонент в оценки скоростей. В итоге осталось 147 пунктов. Поле GPS скоростей для Тянь-Шаня обычно показывается относительно станции AZOK, которая берется в качестве характерной для стабильной Казахской платформы. Однако данные по ряду ближайших пунктов указывают на наличие небольшой систематической составляющей скорости, направленной к северо-востоку (см. рис. 1). Это свидетельствует, что Казахская платформа не является стабильной относительно AZOK.

Оценки движения блоков, мм/год

| Название блока | Скорость | | Ошибка | |
|---------------------------------|-----------|----------|-----------|----------|
| | восточная | северная | восточная | северная |
| Казахская платформа | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Киргизский хребет | 0,16 | 2,24 | 0,24 | 0,29 |
| Оз. Иссык-Куль | 1,55 | 5,28 | 0,42 | 0,45 |
| Чаткальский хребет | -1,20 | 3,17 | 0,41 | 0,46 |
| Центральные поперечные хребты | 0,91 | 8,17 | 0,31 | 0,32 |
| Нарынская и Атбашинская впадины | -1,40 | 9,21 | 0,49 | 0,62 |
| Ферганская впадина | -1,66 | 6,64 | 1,03 | 0,90 |
| Южный и Кокшальский хребты | 0,28 | 13,65 | 0,46 | 0,61 |

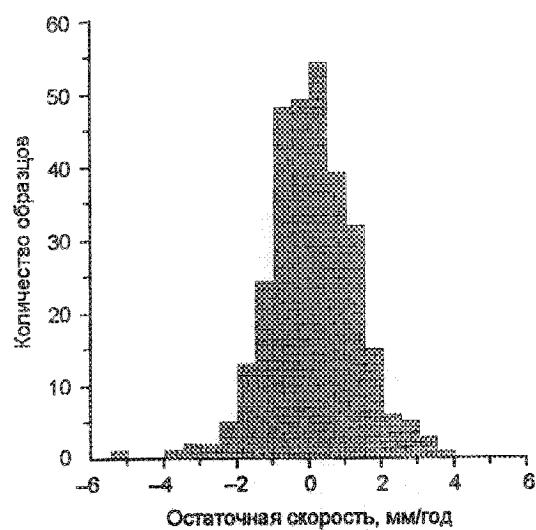


Рис. 6. Гистограмма компонент остаточной скорости.

Распределение близко к гауссовому и имеет среднее около нуля. Средняя магнитуда компонент остаточной скорости составляет порядка 0,9 мм/год.

В связи с этим в данной работе в качестве эталонной базовой станции используется пункт ADAR. Это исключает систематическое смещение величины скорости на ближайших пунктах. С использованием этих пунктов и весовой матрицы, основанной на знании стандартных олигок, в результате разработанный алгоритм дает оценки движений блоков, приведенные в таблице и $\chi^2/dof = 1,31$. Эта статистика показывает, что оценки ошибок должны быть увеличены или же следует слегка усложнить настоящую модель.

Наша оценка блоковых перемещений позволяет воспроизвести поле скоростей, обладающее многими

чертами, наблюдаемыми в эксперименте (сравните рис. 1 и 4). Модельное скоростное поле кажется качественно подобным и отчасти более сложенным (как и прогнозируется нашей методикой), чем данные наблюдений, при сохранении записи преобладающего меридионального укорочения. Возможность нашей модели воспроизводить поле GPS скоростей наиболее четко показана на рис. 5, где мы приводим значения остаточных скоростей (разница наблюденной и расчетной скоростей) на каждой станции. Видно, что остаточные скорости совсем малы, их среднее значение составляет $-1,3$ мм/год. Хотя имеются некоторые систематические остаточные скорости вблизи пересечения северного края Ферганской долины с западным продолжением Джунанарыкской разломной зоны, это в целом не типично для поля остаточных скоростей. Распределение компонент остаточных скоростей соответствует распределению Гаусса вблизи нулевого среднего (рис. 6).

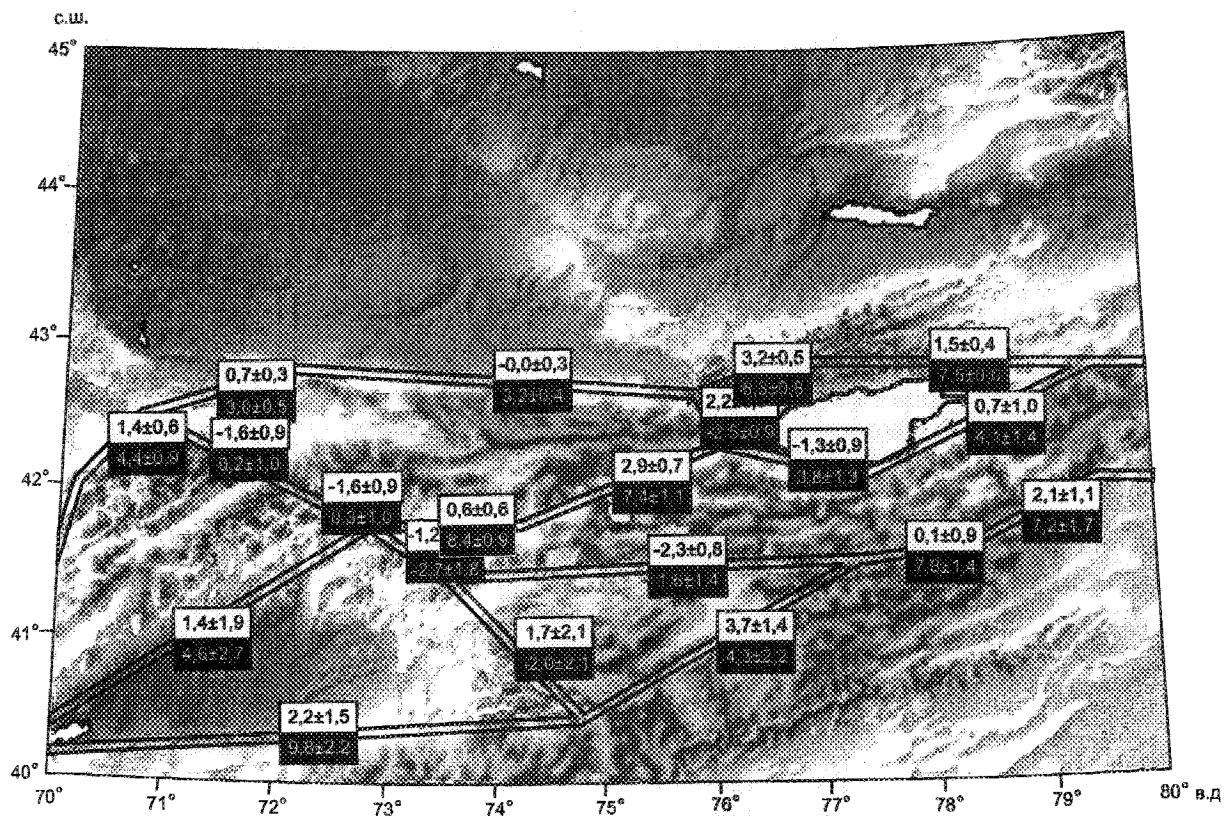


Рис. 7. Оценки скоростей смещения по разломам, включенным в нашу модель.

Скорости смещения (мм/год): верхняя цифра — по падению (положительные значения указывают на закрытие), нижняя — по простирианию (положительные значения свидетельствуют о левостороннем движении).

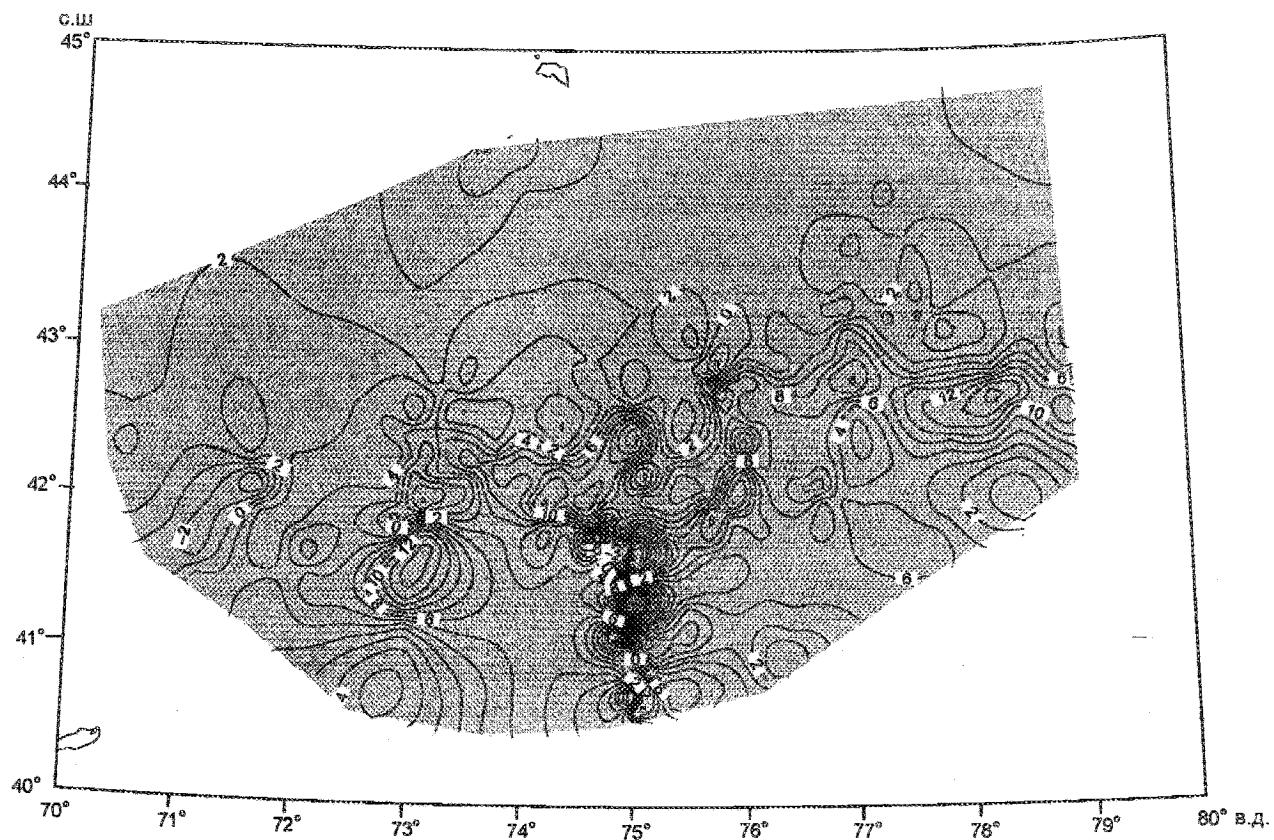


Рис. 8. Схема контуров поля $\dot{\epsilon}_{NN}$, рассчитанного по GPS наблюдениям.

Этот параметр является мерой локализации меридионального укорочения. Отметим, что усложнение структуры обусловлено помехами и неравномерностью расположения станций.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕРИДИОНАЛЬНОГО УКОРОЧЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОЯСА

Наиболее важно то, что наша методика позволяет оценивать скорости смещений по разломам (рис. 7). Эти параметры рассчитываются посредством разложения вектора относительной скорости блока на компоненты смещения по разлому, согласно уравнению (7). В центральной части горной цепи меридиональное сокращение преобладает в надвигах Джунанарыкского разлома, а скорости смещения по простиранию разлома (восток—запад) лежат в диапазоне между 7 и 8,5 мм/год. Скорость смещения по падению в зоне Иссыкатинского разлома, граничащего на севере с Киргизской горной цепью, составляет примерно половину того, что обнаруживается в Джунанарыкской зоне. Это согласуется с некоторыми результатами полевых геологических работ (Thompson S., 2000 — устное сообщение). Мы не включили в нашу модель разлом Ойнак-Джар, так как трудно разделить его влияние и эффект соседнего Кажыртинского разлома. Возможно, лучше разделять эффекты различных разломов, используя эту же модель, но для разломов с меньшими глубинами замыкания. Вариации скорости смещения по разлому вдоль простирания могут быть учтены в нашей модели через вращения блоков.

Возможно, самым простым методом представления пространственного распределения меридионального укорочения являются карты скорости деформации $\dot{\epsilon}_{NN}$. Мы вычисляем тензор градиента скорости, дифференцируя компоненты поля скоростей после того, как они представлены сплайнами. Когда тензор градиента скорости вычислен, он может быть разложен на тензоры скорости деформации (симметричная часть) и вращения (несимметрическая часть). Мы можем сравнить пространственное распределение меридионального сокращения, определенного по GPS наблюдениям (рис. 8) и по модельным расчетам (рис. 9), основанным на наших оценках движений блоков. На карте скорости деформаций, основанной на GPS данных, мы везде видим укорочение и, кроме того, сильную пространственную изменчивость, особенно вблизи 75° в.д. Это обусловлено комбинацией помех в данных и близким расположением станций. Далее, не очевидно, что деформация локализована на

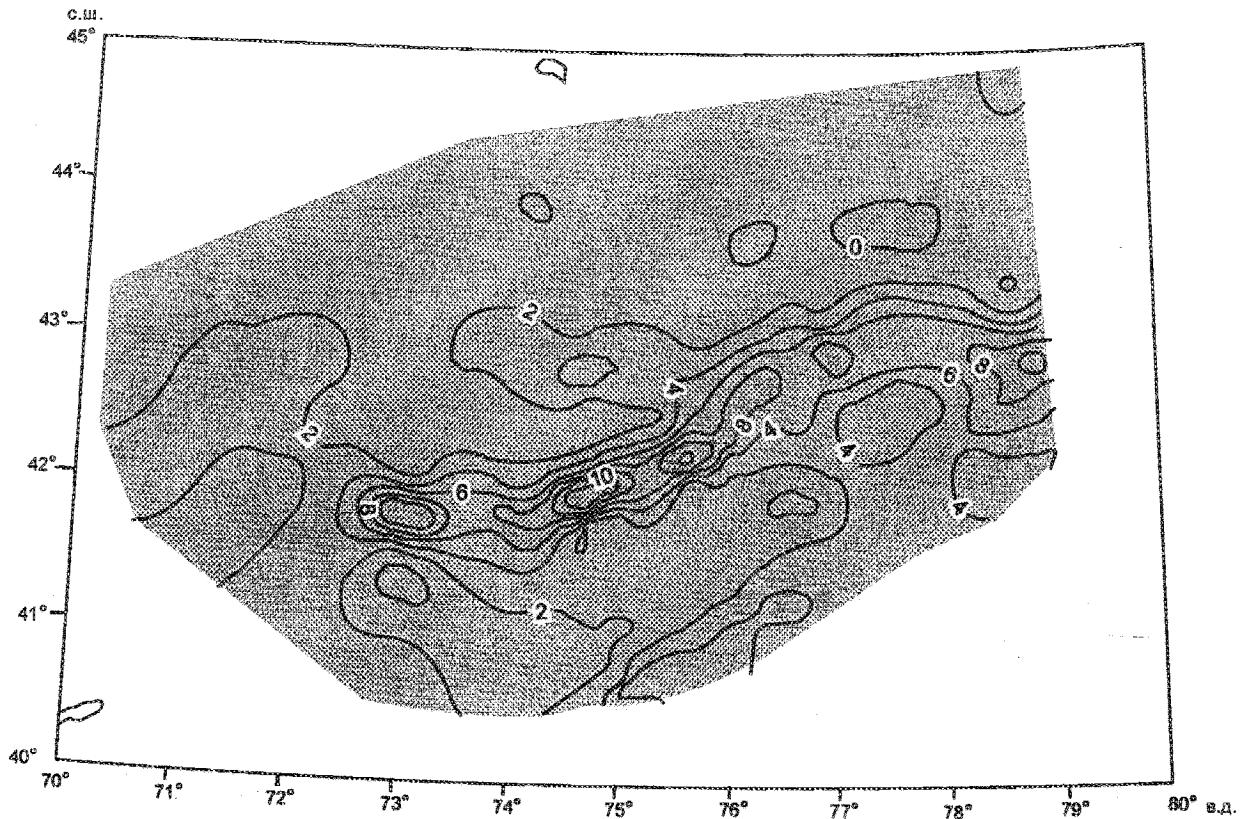


Рис. 9. Схема контуров поля \dot{e}_{NN} , рассчитанного по модельным скоростям.

Этот параметр является мерой локализации меридионального укорочения. Это скоростное поле более слажено, чем наблюденное (см. рис. 8). Отметим, что зона Джунарыкского разлома проявляется как структура, протянувшаяся в широтном направлении (с востока на запад).

любой структуре западнее Иссыката. Однако карта скорости деформации, полученная по модельному полю скоростей, показывает как раз это. К тому же, важное значение имеет зона Джунарыкского разлома, которая проявляется как линейная особенность с большой магнитудой значений \dot{e}_{NN} . Наша блоковая модель позволила нам увидеть эти особенности, так как мы делали расчеты на основе свободной от помех модели поля медленных скоростей.

В заключение необходимо сделать замечание, которое следует учитывать, когда мы смотрим карты скорости деформации. Суть в том, что не слаженные геодезические данные (см. рис. 8) дают результаты, которые могут потребовать больших усилий для понимания того, что происходит, тогда как использование модельных оценок скоростей дает метод прямой интерпретации скоростей деформации в контексте геологической модели.

ВЕЛИЧИНА ПРОСКАЛЬЗЫВАНИЯ ПО ПРОСТИРАНИЮ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА

Вероятно, наиболее неожиданной является оценка скорости смещения для Таласо-Ферганского разлома. Предшествующий анализ изменения русла рек и органических остатков дал скорость смещения по простиранию для позднего голоценса порядка 8–16 мм/год [10]. Это существенно большие оценки в 1 мм/год, которую мы получаем для более чем половины длины разлома (см. рис. 7). Наша оценка смещения по Таласо-Ферганскому разлому дает удивительный результат, свидетельствующий, что мы имеем небольшое левостороннее движение на самом южном из рассмотренных нами сегментов. Это является результатом подобия скоростей на обоих бортах разлома на самых южных широтах нашей сети, так же как и быстрого уменьшения северной компоненты скорости для пунктов, расположенных непосредственно к югу от Кажыртинского разлома. Большое различие этих двух оценок скорости смещения требует объяснения. Имеется ряд вопросов, на которые необходимо ответить. Каковы различия в методах оценки этой величины? Каким образом

должна влиять на наши результаты немоделируемая деформация блока? Возможно ли, что рассматриваемая нами величина существенно изменяется во времени?

Обе сравниваемые оценки смещения были получены в различных временных и пространственных шкалах. Если в [10] измерялось действительное смещение по разлому (смещение слоев одного возраста, определенного радиокарбоновым методом), то в нашем случае оценивалась годовая величина будущего смещения по разлому. В перспективе оба метода дают одну и ту же величину, хотя различие в измерениях смещения в каждом случае составляет 3—4 порядка. Кажется маловероятным, чтобы наша методика оказалась неадекватной в этом случае, так как выполненные ранее расчеты по GPS данным скоростей смещения на сдвигах с вертикальным падением в Южной Калифорнии прекрасно совпадали с геологическими оценками [11]. Вопрос о том, в какой степени определенные нами блоковые движения реальны в масштабах геологического времени, может обсуждаться, хотя само существование горных цепей является доказательством постоянного укорочения. Однако дополнительная деформация в случае блоковой модели только увеличит наши оценки смещения на разломах, так как они являются единственным местом, где деформация может быть локализована в нашей модели. Видимо, постоянная деформация блоков не может полностью объяснить Таласо-Ферганское противоречие. Вероятно, различные значения являются функцией временного интервала, в пределах которого наблюдались смещения. В то время как определение возраста карбон-углеродным методом [10] представительно для тысяч лет, наши GPS наблюдения охватывают период меньше десятилетия.

Возможность того, что Ферганская впадина вращается против часовой стрелки, может увеличить нашу оценку скорости смещения для южной части Таласо-Ферганского разлома. Некоторые из остаточных скоростей к западу от разлома наводят на мысль, что возможно вращение, не обнаруживаемое в модели (см. рис. 5). Расширение исследований на всю Фергансскую впадину могло бы, конечно, помочь определить, является ли важной эта часть деформации. Мы должны учитывать возможность того, что скорость смещения, которую мы оцениваем на основании GPS скоростей, отлична от обсужденной выше эффективной скорости смещения, определенной по геологическим данным для позднего голоценена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Достоинства нашего метода моделирования вековых GPS скоростей наиболее четко видны при анализе поля остаточных скоростей (см. рис. 5). Небольшие значения „остатков“ дают основание полагать, что мы уловили свойства первого порядка, проявляющиеся в наблюдаемом поле скоростей при использовании геологически и физически обоснованной модели. Теперь мы можем рассматривать различные масштабы меридионального укорочения через горную цепь. Обе оценки скорости смещения, на основании наших расчетов движений блоков и по картам скорости деформаций, показывают, что зона Джунанарыкского разлома имеет наибольшее сокращение в центральной части горной цепи. Наши оценки скорости смещения также показывают, что Таласо-Ферганский разлом, видимо, имеет небольшое правостороннее горизонтальное смещение. По геодезическим данным возможно также вычисление скорости деформации в рамках геологической модели. В нашем случае это позволило рассчитать по геодезическим данным распределение деформации через Западный Тянь-Шань.

Приложение

Расширение методики инверсии для включения данных о скорости смещения разломов

В процессе инверсии можно учесть априорные оценки скорости смещения разлома посредством ограничения относительного движения между двумя блоками. Определенные по геологическим данным скорости смещения позволяют нам включить независимую систему наблюдаемых объектов, которые могут помочь оценить движения блоков. Однако возможно более важным является то, что этот подход дает метод для сравнения совместимости геологических и геодезических оценок деформации, посредством использования движения блоков в качестве инструмента для сравнения. Мы можем исследовать эту возможность, конструируя составную весовую матрицу (детали ниже).

Итак, мы хотим связать скорости смещения на разломах со скоростями блоков. В случае, когда известно, что разлом имеет смещение (мм/год) σ_{ss} и σ_{nor} соответственно параллельно и перпендикулярно его простирианию, можно написать

$$\begin{bmatrix} \cos \Theta & \sin \Theta \\ -\sin \Theta & \cos \Theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta v_e \\ \delta v_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{ss} \\ \sigma_{nor} \end{bmatrix}, \quad (\text{П1})$$

где δv_e и δv_n обозначают разницу в восточной и северной компонентах разлома, ограничивающего блок, а Θ вводит азимут ориентации разлома. Хотя (П1) можно решить относительно заданного случая, мы не сможем решить проблему, если задается только одна компонента смещения. В общем случае мы должны учесть, помимо простирания, и падение разлома, т. е. рассмотреть следующую систему линейных уравнений:

$$\underline{\Omega} \underline{m} = \underline{h}. \quad (\text{П2})$$

Комбинируя (8) и (П2) в одну систему уравнений, можем записать

$$\begin{bmatrix} (A - \Delta D) \\ \underline{\Omega} \end{bmatrix} \underline{m} = \begin{bmatrix} \underline{v}_{\text{GPS}} \\ \underline{h} \end{bmatrix}. \quad (\text{П3})$$

Обозначая обобщенный якобиан как J и общий вектор наблюдения как d , мы снова решаем задачу движения блоков, минимизируя весовую сумму квадратов остаточных векторов скорости,

$$\underline{m}_{\text{est}} = (J^T W J)^{-1} J^T W \underline{d}, \quad (\text{П4})$$

где \underline{W} — составная весовая матрица, определяемая выражением

$$\underline{W} = \begin{bmatrix} W_{\text{GPS}} & 0 \\ 0 & \beta W_{\text{slip}} \end{bmatrix}, \quad (\text{П5})$$

где W_{GPS} определена ранее; W_{slip} — диагональная весовая матрица, основанная на оценках ошибок в скоростях смещения, которые мы выбираем для включения в нашу инверсию; β — это скаляр, который дает некоторую меру относительного веса различных групп данных. На практике часто бывает не просто построить W_{slip} из-за асимметричных оценок ошибок, связанных с тем, что скорости смещения определялись из полевых измерений. Далее, возможен случай, когда геологические и геодезические оценки движения несовместимы с моделью, которую мы создавали. Иначе, инверсия, основанная на геологических данных о скорости смещения, может привести к системе движений блоков, которая не будет принимать во внимание подтверждаемый экспериментом прогноз поля медленных скоростей. В этом случае единственным способом получить вновь хорошую модель скоростного поля (предполагая, что обе системы данных содержат приблизительно одинаковое число связей для каждого блока) будет сведение β к нулю. Максимальная величина β , лежащая в диапазоне [0,1], может быть определена таким образом, что некоторая статистика остаточной скорости (например, величина среднего отклонения) минимизируется к некоторому приемлемо низкому порогу с помощью итерационного алгоритма. Этот подход дает возможность сравнить набор геологических гипотез (данные о геометрии и скорости смещения) с геодезическими данными, сравнивая величины β для каждого случая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
2. Abdurakhmatov K. Ye., Aldazhanov S. A., Hager B. H. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present day crustal deformation rates // Nature, 1996, v. 384, p. 450—453.
3. DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int., 1990, v. 101, p. 425—478.
4. Souter B. J. Comparisons of Geological Models to GPS Observations in Southern California, Ph.D. Thesis, MIT, USA, 1998.
5. Mellors R. J., Vernon F. L., Pavlis G. L. et al. The $M_s = 7.3$ 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake: 1. Constraints on Fault Geometry and Source Parameters Based on Aftershocks and Body-Wave Modeling // Bull. Seis. Soc. Amer., 1997, v. 87, № 1, p. 11—22.
6. Roecker S. W., Sabitova T. M., Vinnik L. P. et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // J. Geophys. Res., 1993, v. 98, № B9, p. 15 779—15 795.
7. Cotton F., Avouac J. P. Crustal and upper-mantle structure under the Tien Shan from surface-wave dispersion // Phys. Earth Planet. Inter., 1994, v. 84, p. 95—109.
8. Savage J. C., Prescott W. H. Asthenosphere Readjustment and the Earthquake Cycle // J. Geophys. Res., 1978, v. 83, № B7, p. 3369—3376.

9. Okada Y. Surface deformation due shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seis. Soc. Amer., 1985, v. 75, p. 1135—1154.
10. Burtman V. S., Skobelev S. F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas Ferghana fault, the Tien Shan, Central Asia // Geol. Soc. Amer. Bull., 1996, v. 108, № 8, p. 1004—1021.
11. Meade B. J., Hager B. H. Simultaneous Inversions of Geodetic and Geologic Data for Block Motions in Plate Boundary Zones // Eos. Trans. AGU, 1999, v. 80, № 46, Fall Meet. Suppl., p. 267—268.

*Поступила в редакцию
15 января 2001 г.*