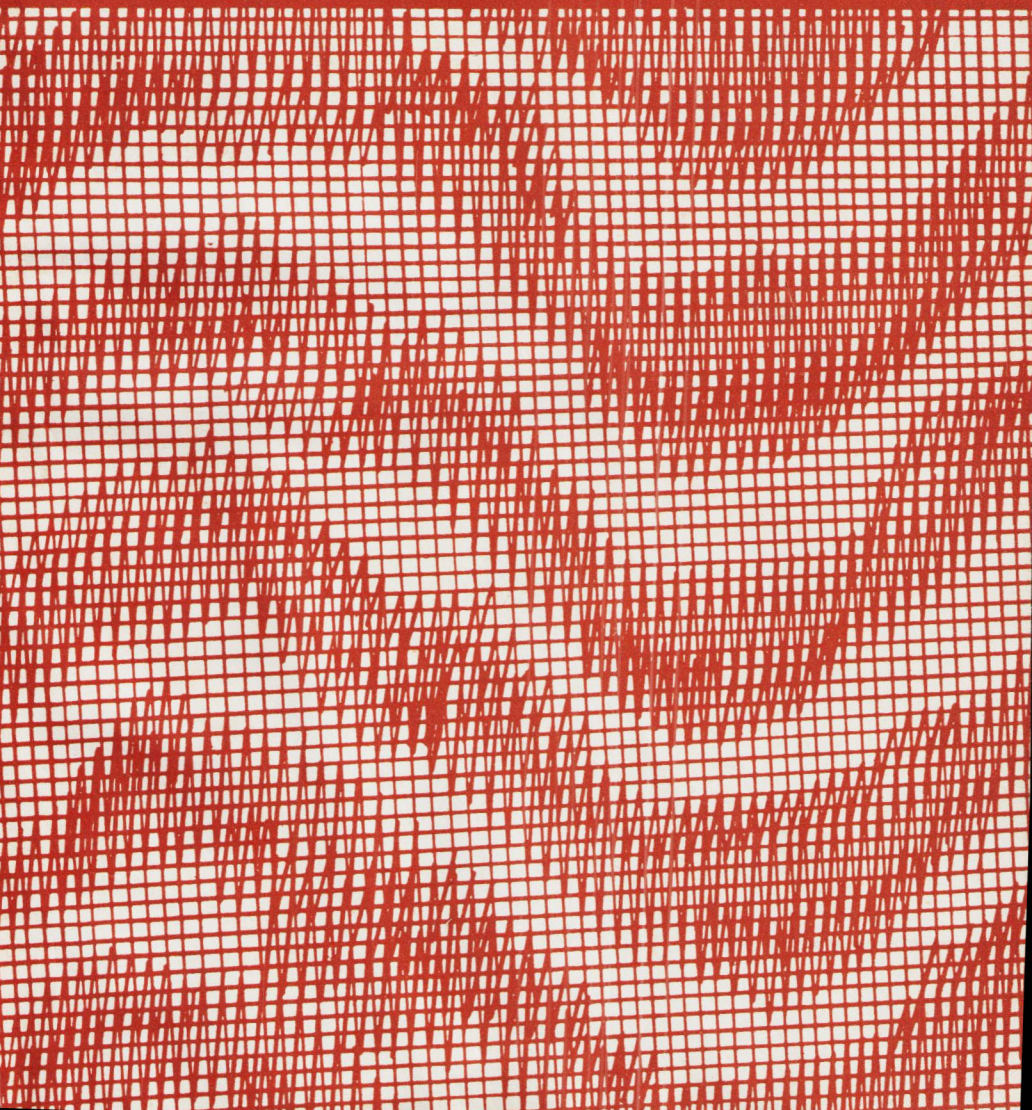
Н. П. ЕСИКОВ

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 426

Н. П. ЕСИКОВ

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *Э. Э. Фотиади*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1979

УДК 551.24

Монография посвящена интерпретации современных движений земной коры с позиций теории деформаций. В основу анализа геодезических данных о тектонических движениях положен фундаментальный принцип инвариантности исследуемых величин. Техническим аппаратом их определения служит метод конечных элементов с использованием симплексных моделей. Изложены методы определения компонент чистой деформации земной поверхности на основе наблюдения пространственных, плановых и высотных геодезических сетей.

На примере типичных тектонических областей (Байкальской рифтовой зоны, зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау, границы Северного Памира с Южным Тянь-Шанем и др.), по данным многолетних повторных геодезических наблюдений, исследованы интенсивность, особенности пространственного распределения, развитие во времени современных изгибовых деформаций и наклонов земной поверхности, их корреляционные связи с некоторыми показателями сейсмичности. Обсуждаются вопросы использования современных деформаций земной поверхности в решении проблемы поиска предвестников землетрясений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, геодезистов и других специалистов, связанных с изучением современных движений земной коры, сейсмичности и деформаций различных инженерных сооружений.

© Издательство «Наука», 1979.

Е $\frac{20802 - 770}{055(02) - 79}$ 254.79.1904030000.

## ОТ РЕДАКТОРА

В науках о Земле, как известно, тектонофизика является направлением, находящимся на стыке тектоники, геофизики и физики, и основана на изучении и анализе физико-механических свойств горных пород, различных компонент деформаций, напряжений и других механических проявлений внутрикорового вещества, а также энергии глубинных процессов, различная степень воздействия которых определяет различие тектонических обстановок.

В этом плане представляет особый интерес относящаяся к области тектонофизики и ныне входящая в Международный геодинамический проект проблема современных движений земной коры, данные исследований которой несут значительную информацию о механизме внутрикоровых преобразований, проявляющихся в современной тектонической структуре. Весьма важно, что современные движения земной коры могут быть непосредственно измерены, соответственно количественно проанализированы и сопоставлены с другими молодыми геологическими явлениями, в частности, с проявлением сейсмичности.

Наибольшее значение в подобных исследованиях имеют геодезические методы, в которых центральное место занимают наблюдения, и затем количественная обработка и анализ накопленных данных, причем окончательные результаты таких исследований обычно ограничивались составлением векторных схем перемещений, а для вертикальных движений — и градиента скорости. Все более становится ясным, что подобный анализ явно недостаточен и занижает возможную информативность наблюденного материала.

Безусловно назрела необходимость разработки новых, более совершенных методов анализа, использующих в первую очередь компоненты деформации, которые не зависят от выбора системы координат, т. е. инвариантны относительно них.

Автор настоящей работы Н. П. Есиков в течение ряда лет осуществлял в Институте геологии и геофизики СО АН СССР тематические разработки подобных методических приемов, использующих не только скалярные и векторные величины, но и тензоры и их поля. Именно на основе использования последних им введены вышеназванные инвариантные величины

современных движений земной коры, позволяющие обоснованно проводить их сравнение на различных участках исследования, расположенных в значительном удалении друг от друга. Настоящая работа посвящена разработкам и практическому использованию новых направлений анализа данных о современных движениях земной коры. В отечественной литературе — это первая монография такого плана.

Монография состоит из двух частей. В первой части на основе принципа Коши — Гельмгольца, теории деформаций и метода конечных элементов с использованием симплексных моделей разработана методологическая база анализа геодезических наблюдений при изучении внутренней структуры современных движений земной коры. Подобный подход, вызван в первую очередь потребностью приведения многочисленных разрозненных наблюдений (в частности, на геодинамических полигонах, расположенных в различных регионах) в единую систему физических величин—компонент деформаций, количественные значения которых инвариантны по отношению к системам координат.

Во второй части на конкретном материале исследований в разных районах показана эффективность описанных методов анализа современных движений земной коры, несомненно вскрывающих новые серьезные возможности более полного использования данных соответствующих повторных геодезических наблюдений.

Теоретическая значимость изучения современных движений земной коры, дающего информацию о перемещениях и деформациях внутрикорового вещества, которые тесно связаны с процессами, играющими существенную роль в развитии твердой оболочки Земли, вряд ли может быть переоценена. Однако значение таких исследований для практических целей также весьма весомо. Данные о современных движениях земной коры необходимы, например, при сейсмическом районировании (особенно крупномасштабном), картировании разнородных по физико-механическим свойствам горных пород, проектировании, строительстве и эксплуатации крупных инженерных сооружений, в том числе гидротехнических, в решении задач поиска предвестников землетрясений и ряда других проблем.

Все вышесказанное свидетельствует о безусловной ценности разработок, обсуждаемых в настоящей работе, причем их применение целесообразно не только при изучении современных тектонических движений земной коры, но и в других областях, связанных с изучением деформаций исследуемых объектов. Оставаясь в рамках изучения первых, нужно рекомендовать широкое развитие подобных исследований, в первую очередь на всех геодинамических полигонах, особенно расположенных в сейсмоактивных районах нашей страны.

Член-корреспондент АН СССР *Э. Э. Фотиади*

# ВВЕДЕНИЕ

## § 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Современные движения земной коры — одно из главных проявлений тектонической жизни Земли, которое можно непосредственно наблюдать и количественно оценивать. На движения земной поверхности, обусловленные глубинными процессами, накладываются короткопериодные колебания земной коры, связанные с воздействием гравитационных сил Луны и Солнца, а также влияния атмосферной циркуляции. В связи с этим движения являются сложным сочетанием во времени и пространстве упомянутых факторов, и, кроме того, их количественное выражение зависит от физико-механических свойств горных пород, геологического строения верхней части коры, разломной тектоники, гидрогеологических и гидротермических условий. Поэтому изучение современных движений — одна из наиболее актуальных проблем, находящихся на грани различных наук о Земле,— геодезии, астрономии, геофизики, геоморфологии и других, и разработка проблемы носит комплексный характер, включающий методы и подходы различных естественных наук.

Актуальность исследований обусловлена причинами прикладного и научного значения. Можно выделить четыре наиболее важных аспекта использования информации о современных движениях, имеющих непосредственный выход в практику.

Использование информации, заложенной в современных движениях земной поверхности, важно при сейсмическом районировании обзорного характера (выделение сейсмогенных зон), а также при крупномасштабном его варианте (микрорайонирование территории городов, строительных площадок и т. п.). Поскольку землетрясения — это следствие современных глубинных движений земной коры, информация об этом процессе должна быть ведущей при подобных работах.

Качественно иное использование находят данные о современных движениях при картировании разнородных по физико-механическим свойствам комплексов горных пород в связи с необходимостью выявления закономерностей размещения место-

рождений полезных ископаемых и повышения эффективности поисковых работ.

Не менее важно использование данных об этом явлении при решении задачи поиска предвестников землетрясений, приобретшей за последнее десятилетие значение фундаментальной проблемы и ставшей достойной внимания Международных симпозиумов и объединений ученых СССР и США. И, наконец, четвертый практический аспект состоит в использовании подобной информации при проектировании, строительстве и эксплуатации крупных инженерных сооружений, рассчитанных на долговременное использование,—тоннелей, плотин, водохранилищ и т. п.

Теоретическое значение изучения современных движений очевидно, поскольку история развития нашей планеты и, в частности, твердой ее оболочки, образование и развитие структур земной коры генетически связано с процессом перемещения вещества Земли. Поэтому в осуществляемом в настоящее время Первом международном геодинамическом проекте, имеющем своей целью дальнейшее изучение динамических процессов в мантии и земной коре и выявление глобальных характеристик тектонических движений, существенное место отведено исследованиям современных движений земной коры.

Конечно, для решения вышеотмеченных задач необходим определенный объем фактического материала и целенаправленные методические исследования в различных тектонических районах.

Для изучения современных движений в настоящее время используются геодезические, геофизические, геоморфологические и другие методы. Наблюдения с помощью наклономеров, деформографов различной конструкции, мареографов, гравиметров дают непрерывную во времени информацию о перемещениях земной коры, и в этом большая ценность подобных наблюдений. Однако эти методы, точнее их результаты, сильно зависят от местных условий и движений горных пород, связанных с изменением формы в результате ползучести пород. Кроме того, специфика таких наблюдений не позволяет получить достаточно связную картину движений для значительных площадей земной поверхности.

Основным источником информации о современных движениях служат геодезические методы определения планового и высотного положения точек земной поверхности, позволяющие отчетливо выявлять не только локальные, но и региональные движения. Однако специфика и трудоемкость методов геодезии приводят к дискретности результатов наблюдений, что, естественно, затрудняет анализ и интерпретацию материалов.

В соответствии с программой работ, утвержденной XII Генеральной ассамблеей международной ассоциации геодезии (Хельсинки, 1960 г.), к настоящему времени под руководством

Комиссии по изучению современных движений земной коры, инициатива создания которой принадлежит советским ученым, проделана большая работа, итогам которой был посвящен целый ряд международных и национальных симпозиумов.

Благодаря широким исследованиям, развернувшимся в различных районах нашей страны, а также в США (Аляска, Калифорния, Колорадо, Невада, Техас), Канаде, Японии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Польше, Румынии, Чехословакии, Югославии, к настоящему времени накоплены ценнейшие научные данные. Составление карт вертикальных движений и особенно карты Восточной Европы позволило впервые в мировой картографической практике отобразить пространственные закономерности современных вертикальных движений на площади около 6,5 млн. км². Работами на геодинамических полигонах, которых только в нашей стране около 30, установлен ряд важнейших фактов — непостоянство скорости вертикальных перемещений, квазипериодический характер этих изменений во времени, связь вариаций скорости с параметрами сейсмического процесса, систематичность скорости горизонтального крипа по системе разломов Сан-Андреас (Калифорния), унаследованность в большом числе случаев современными движениями движений прошлых геологических эпох и др.

Трем основным направлениям — составлению карт вертикальных движений, исследованиям на полигонах и дрейфу континентов — посвящена обширная научная литература: специализированные сборники докладов международных и национальных симпозиумов, монографии и журнальные статьи. Большую роль в становлении и развитии исследований по данной проблеме сыграли работы наших ведущих ученых — В. В. Белоусова, Ю. Д. Буланже, В. Ф. Бончковского, М. В. Гзовского, И. П. Герасимова, В. В. Данилова, А. А. Изотова, В. А. Магницкого, Ю. А. Мещерякова, Н. И. Николаева, Н. Н. Парийского, Ю. В. Ризниченко, В. П. Солоненко, М. И. Синягиной, Э. Э. Фотиади и др.

Помимо накопления данных наблюдений и совершенствования методов получения информации, назрели задачи установления объективных закономерностей внутренней структуры процесса движений, разработки качественных представлений о физической сущности параметров движений, а также развития теоретических математических моделей, которые бы позволили перейти от эмпирической методологии исследования к теоретико-физической. Однако следует заметить, что поскольку рассматриваемое явление исключительно сложно, и на практике приходится иметь дело с загрубленной относительно теоретических моделей ситуацией, то с точки зрения приложений, видимо, достаточно, чтобы подобные модели позволяли понимать возникающие явления, давать ответы на практические вопросы и в приемлемой форме делать нужные выводы.

Все это требует тесного контакта специалистов самых разных областей знания — геодезии, геофизики, механики сплошной среды, сейсмологии и других наук.

## § 2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Тектонофизика, объектом изучения которой является в первую очередь земная кора, занимается разработкой количественного определения различных физических величин, соответствующих проявлениям тектонических процессов. Одна из ее основных задач — изучение пространственно-временного характера деформаций земной коры, обусловленных глубинными процессами.

Физические основы тектонофизики были разработаны одним из ее создателей и ведущим специалистом в этой области знания М. В. Гзовским и его сотрудниками (Гзовский и др., 1959; Гзовский, 1963, 1970; Гзовский, Никонов, 1969; Гзовский и др., 1973; Гзовский, 1975; Григорьев, Шахмурадова, 1973; Григорьев, Ионкин, 1972; Михайлова, Осокина, 1973; Осокина и др., 1974; и др.). Однако в области изучения современных движений единственной величиной, которую можно было использовать для сравнения скорости современных деформаций земной коры в различных районах, оставался градиент вертикальной составляющей движений, безусловно, не исчерпывающий всех возможностей информации, заложенной в современных движениях.

Настоящая работа и посвящена разработке нового подхода к анализу данных о современных движениях земной коры, определяемых на основе систем геодезических наблюдений планового и высотного положения точек земной поверхности. Остановимся несколько подробнее на самой постановке задачи.

Как уже говорилось, область использования кинематических характеристик современных движений может быть весьма широкой. Кроме непосредственного их учета при выполнении мелиоративных работ, строительстве крупных инженерных сооружений и в практике построения геодезических сетей, подобная информация помогает правильному пониманию механизма формирования структур земной коры, разработке их генетической классификации, выделению активизированных зон разломов, составлению карт сейсморайонирования, требующих учета различных проявлений сейсмогенного процесса и в первую очередь современных тектонических движений, а также прогнозу полезных ископаемых, связанных со степенью и типом деформаций горных пород. Не менее важен и временной аспект, связанный с процессом сейсмичности и поиском предвестников землетрясений.

Однако сразу же и возникает вопрос, на основе каких параметров, т. е. на учете какой в основном стороны процесса движений земной коры целесообразно проводить анализ эмпирического материала для наиболее эффективного решения отмеченных задач?

Известно, что при изучении какого-либо явления необходимо учитывать те положения, накопленные опытом познания, которые сформировались и действуют как предварительный критерий практики. К их числу относятся, например, принцип соответствия новых и старых подтвержденных результатов, принцип причинности, принцип инвариантности, соблюдение определенной системы законов сохранения, а также положение о стройности и простоте итоговых результатов. Последнее относится не к природе явления, а к процессу создания отражения его сути в мышлении, отделению второстепенного и установления главного. Кстати отметим, что в истории науки разумно простые теории и методы были и наиболее предпочтительными, поскольку они оказываются и наиболее динамичными и пригодными для проникновения в область неизвестного (Загоруйко, 1972).

При изучении современных движений земной коры одно из центральных мест должны занимать принципы инвариантности. Действительно, основной интерес представляют такие свойства геометрических или физических объектов, которые не зависят от выбора системы координат, т. е. величины и различные соотношения, имеющие геометрический или физический смысл, должны быть инвариантны относительно системы координат, и, в частности,— относительно переноса их начала.

Законы развития земной коры невозможно обнаружить, если они не удовлетворяют некоторым элементарным принципам инвариантности, в частности, принципам категорий (Вигнер, 1965): штрихованные события происходят в других точках пространства, но расположены друг относительно друга так же, как и нештрихованные (евклидовы преобразования), и штрихованные события происходят в другие моменты времени, но отделены друг от друга такими же промежутками времени, как и соответствующие нештрихованные события (сдвиг времени).

Важное значение принципов инвариантности состоит в том, что они служат пробным камнем для проверки истинности возможных законов природы. Подобный закон может быть признан истинным лишь в том случае, если определяемые им корреляции согласуются с принципами инвариантности. Инвариантные величины играют центральную роль во многих областях физики и механики. Имеется достаточно много примеров приложения принципов инвариантности к механике сплошных сред, но, как отметил Э. Спенсер (1974), только сравнительно недавно была осознана важность подобного подхода.

Что касается исследования современных движений земной коры геодезическими методами, то до последнего времени вопрос о соблюдении принципов инвариантности не ставился.

Используемые в настоящее время для описания и выявления закономерностей современных движений векторные поля смещений не являются инвариантными относительно начала координат, собственное движение которого в период между повторными наблюдениями и для различных районов практически учесть невозможно, особенно в сейсмоактивных областях, где, как правило, и проводятся систематические наблюдения.

Очевидно, что можно построить много векторных схем относительных точек земной поверхности, внешне мало похожих друг на друга. Это в особенности относится к горизонтальным и пространственным движениям земной коры. Поэтому в соответствии с принципами инвариантности необходимо выделить и изучать такие параметры движений, которые относились бы к самой земной коре и ее поверхности и были бы свободны от эффектов, привносимых случайным выбором системы отсчета. Задача, стало быть, заключается в разработке методов изучения инвариантных величин современных движений, определяемых геодезическими методами.

Теоретической базой подобного подхода к анализу современных движений служит принцип Коши — Гельмгольца. Действительно, тектонические движения в общем случае с полным основанием можно рассматривать как суперпозицию трех основных видов движения: параллельного переноса участков земной коры, вращения этих участков, как абсолютно твердых тел, и чистой деформации. Последняя, как известно, характеризуется двумя основными, независимыми друг от друга компонентами — дилатацией, представляющей собой относительное изменение объема или площади, и сдвиговыми компонентами деформации, описывающими формоизменение.

Таким образом, для физического описания данных о современных движениях и разработки способов получения соответствующих количественных оценок необходимо использование понятий не только скалярных и векторных величин, но и тензоров и их полей, по крайней мере, второго ранга. На основе последних и могут быть введены в рассмотрение основные инвариантные величины современных, да и новейших, тектонических движений, имеющие определенный физический и геометрический смысл.

Теоретически поле чистой деформации земной коры может быть задано путем сравнения ее состояния в текущий момент времени («актуальное состояние») (Седов, 1974) с состоянием в любой исходный момент времени («начальное состояние»). Практически компоненты поля могут определяться по данным повторных наблюдений планового и высотного положения пунктов геодезических сетей.

В качестве технического аппарата определения искомых величин в работе принят метод конечных элементов. Сущность этого метода состоит в том, что рассматриваемая область земной коры или ее поверхности разбивается на ряд подобластей, в каждой из которых искомое поле представляется аналитическим выражением с точностью до нескольких констант, определяемых из условия совместности деформаций (Тимошенко, Гудьер, 1975).

В качестве конечных элементов используются симплексные модели-треугольники при раздельном анализе горизонтальных и вертикальных составляющих движений и тетраэдры для данных о пространственном перемещении пунктов геодезических сетей.

кой геодезических измерений, так и тем обстоятельством, что если в пределах треугольного элемента перемещения задаются в виде линейных функций координат, то совмещение вершин двух соседних элементов обеспечивает совместность перемещений на их общей границе.

Адекватность модели локально-однородного деформирования земной коры реальному состоянию в значительной степени зависит от масштаба конечных элементов в связи с тем, что неоднородности строения и состава коры, пространственные изменения физических свойств горных пород и другие причины способствуют возникновению в целом сложной картины деформации, и поэтому по отношению к тектонической деформации крупного района может быть много микродеформаций разного масштаба, пространственный спектр которых априори неизвестен.

Процедура метода конечных элементов, сводящая континуальное описание задачи к дискретной модели, является, по сути дела, аппроксимацией (Зенкевич, 1970; Оден, 1976), предполагающей, что движение, которое происходит вне конечного элемента, может не приниматься во внимание при определении деформаций рассматриваемого масштаба (принцип локального действия).

Простота математического аппарата и физическая наглядность определяемых этим методом величин, а также принцип детерминизма, в нашем случае выражающийся в том, что современные деформации земной коры предопределены историей ее развития, составом, строением, физическими свойствами горных пород и осадочного чехла, позволяют с достаточной полнотой использовать современные движения в решении многих вопросов тектонофизики, имеющих не только общетеоретическое, но и прикладное значение.

Определяемые таким образом величины в отдельности будут только приближенно характеризовать деформацию рассматриваемых участков, но, полученные по многим группам смещений, они явятся надежным показателем искажений зем-

ной коры и ее поверхности. Следует отметить, что обнаружить нелинейную деформацию в модели локально-однородного деформирования в масштабе меньшем, чем расстояние между пунктами наблюдений без дополнительных предположений нельзя, но нелинейные черты в большом масштабе будут аппроксимироваться точно так же, как трехмерная поверхность аппроксимируется с помощью многих линейных граней.

Важной особенностью компонент деформации является их свойство разделять эффект ошибок наблюдений. Так, на дилатацию земной поверхности не влияют ошибки наблюдений азимута; сдвиговая компонента деформации и направление главных осей несут погрешность только от ошибок измерения углов в треугольниках геодезических сетей, а на компоненту вращения не влияют ошибки измерения базиса триангуляции. Кроме того, компоненты деформации менее чувствительны ко многим видам ошибок измерений. Ошибка, эффект которой в компонентах векторов перемещений представляет собой линейную функцию положения пункта, в компонентах деформации превращается в постоянный эффект. Если же ошибка в векторах смещений будет квадратической функцией координат, то ее эффект в компонентах деформации превратится в линейный, а постоянная ошибка в смещениях совсем не оказывает влияния на чистую деформацию.

Таким образом, в основу анализа и описания современных движений земной коры в настоящей работе положены четыре фундаментальных принципа: 1) инвариантности определяемых величин, 2) суперпозиции движений, 3) локального действия и 4) детерминизма. О последнем принципе следует сказать, что он не исключает стохастичности параметров современных деформаций, поскольку на них оказывает существенное влияние ряд различных факторов.

Деформации коры — многофакторное явление. Их пространственно-временное поле можно рассматривать как последнее звено достаточно сложной цепи причинно-следственных связей, когда при формировании искомого поля, т. е. при переходе от одного звена явлений к другому, постепенно накапливаются элементы случайности.

В силу действия тектонических, атмосферных, космических сил участки земной поверхности, согласно законам механики, необходимо должны реагировать изменением формы и объема. Однако сама эта реакция, ее количественное выражение и характер зависят от большого числа других факторов — физических свойств горных пород, наличия разрывных нарушений и т. п. Поэтому процесс деформирования не детерминируется действием одного закона, а является результатом перекрещивания действий нескольких причинных цепей (Алёхин, 1963).

Таким образом, принцип детерминизма выражается только в том, что деформации земной коры необходимы по своему

непосредственному происхождению, т. е. генетически связаны с непосредственно определяющим их фактором. Однако в силу недетерминированности действий определяющего фактора принцип классического лапласовского детерминизма в чистом виде неприменим для изучения процесса деформирования земной коры.

Содержание работы разделено на две части.

В первой части, в соответствии с ее методической направленностью, основное внимание сосредоточено на обосновании и разработке методов определения вышеупомянутых инвариантных количественных характеристик пространственных, плановых и вертикальных современных движений земной поверхности, которые имели бы не только геометрический, но и физический смысл и позволяли бы на их основе производить объективное количественное сравнение геодезических наблюдений за современными движениями в различных регионах, не связывая подобные наблюдения в единую систему координат.

В связи с этим здесь рассматриваются математические основы тектонофизического анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности (глава 1), предложены методы определения компонент деформации — сдвига, дилатации, главных значений деформации и направлений их осей, вращения — по данным повторных наблюдений пространственных и плановых геодезических сетей (глава 2).

Разработана методика определения деформаций приповерхностной части земной коры вдоль профиля повторного нивелирования. В качестве таковых могут служить наклон земной поверхности (сдвиг в вертикальном направлении) и изгиб отдельных участков поверхности (глава 3).

Специальная глава (4) посвящена вопросам оценки точности определения рассматриваемых компонент деформации с тем, чтобы можно было знать пределы объективного суждения об их численных значениях и характере изменения во времени и пространстве.

Вторая часть посвящена соответствующему анализу современных движений в конкретных тектонических районах.

Основное назначение этой части работы — показать на примерах, что описание и анализ современных движений земной поверхности, выполненные на основе положений, разработанных в первой части, несут новую информацию, новые знания об этом феномене и позволяют значительно шире и эффективнее использовать трудоемкие и дорогостоящие геодезические наблюдения при решении геологических задач научного и прикладного значения.

В главе 5 на основе имеющихся материалов геодезических наблюдений исследуется интенсивность и общие закономерности проявления и устанавливаются различия в характере изменения компонент чистой деформации земной поверхности для

разнородных в структурно-тектоническом и историко-геологическом отношении, но типичных тектонических районов.

Для подобных исследований выбраны Байкальская рифтовая зона (Байкальский геодинамический полигон ИГиГ СО АН СССР), юго-восточная часть Сибирской платформы и Забайкалья (профили повторных государственных нивелировок), зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау и Памира с Тянь-Шанем (Алма-Атинский геодинамический полигон Института сейсмологии АН КазССР; Гармский геодинамический полигон ИФ Земли АН СССР, Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэрофотосъемки и картографии), Баскунчакские солянокупольные структуры Прикаспийской впадины (Баскунчакский полигон, ИФЗ АН СССР, ЦНИИГАиК).

В главе 6, по данным литературных источников, рассматриваются горизонтальные компоненты деформации земной поверхности на разломе Сан-Андреас (Калифорния) и в Японии.

Последняя 7 глава посвящена особенностям развития компонент деформации во времени и их связи с показателями процесса сейсмичности, а также вопросам методики использования современных деформаций земной поверхности при поиске предвестников землетрясений, сейсмическом районировании и выделении структурных особенностей верхней части земной коры. Здесь, в частности, показано наличие и характер связи временного развития вертикальных деформаций с сейсмичностью вышеуказанных районов.

Работа выполнена в лаборатории физики земной коры ИГиГ СО АН СССР.

Автор приносит свою искреннюю благодарность члену-корреспонденту АН СССР. Э. Э. Фотиади за внимательное отношение к работе на всем ее протяжении и ценные замечания по рукописи.

В процессе подготовки работы автору оказали помощь ряд товарищей. Кандидатом технических наук П. А. Атрушкевичем и научным сотрудником П. А. Остропико представлены в распоряжение автора данные многолетних повторных нивелировок на Алма-Атинском геодинамическом полигоне, а кандидатом геолого-минералогических наук В. Г. Колмогоровым — материалы по Байкальскому полигону. Младший научный сотрудник С. И. Кесельман выполнила значительную часть вычислений на ЭВМ по составленным ею программам. Старший инженер Д. Я. Юренас подготовила весь графический материал и участвовала в подготовке рукописи к изданию, повседневную помощь оказывала С. И. Есикова.

Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность.

# Часть I

# МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

## Глава 1

## МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### § 1. ЛИНЕЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕКТОРНОГО ПРОСТРАНСТВА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Понятие векторных функций одного векторного аргумента весьма важно для многих разделов геометрии, механики и физики. Важнейшие из таких функций — линейные, связанные с тензорами второго ранга, по вполне понятным причинам находят применение при анализе современных движений земной коры и ее поверхности.

В линейном пространстве $L$ считается заданной в е к т о р н а я функция $A$ векторного аргумента $\bar{x}$, если каждому вектору $\bar{x}$ этого пространства в начальный момент времени $t_0$ поставлен в соответствие некоторый вектор $\bar{u} = A(\bar{x})$ того же пространства в текущий момент времени $t$.

Векторная функция $A$ называется л и н е й н о й, если ей присущи два следующих свойства:

$$A(\bar{x} + \bar{y}) = A(\bar{x}) + A(\bar{y}),$$
$$A(\alpha \cdot \bar{x}) = \alpha A(\bar{x}),$$

где $\bar{x}$ и $\bar{y}$ — два любых вектора пространства $L$ и $\alpha$ — любое действительное число.

Линейную вектор-функцию $A$ называют линейным преобразованием пространства $L$, а также линейным о п е р а т о р о м этого пространства.

Первое из свойств геометрически означает, что диагональ параллелограмма, построенного на векторах $\bar{x}$ и $\bar{y}$, при линейном преобразовании $A$ переходит в диагональ параллелограмма, построенного на векторах $\bar{u} = A(\bar{x})$ и $\bar{v} = A(\bar{y})$.

Второе свойство означает, что если длину вектора $\bar{x}$ увеличить в $\alpha$ раз, то длина вектора $\bar{u} = A(\bar{x})$ увеличится во столько же раз.

Из свойств линейного преобразования вытекает, что коллинеарные векторы переходят в коллинеарные, а компланарные в компланарные.

Рассмотрим несколько примеров линейных преобразований, важных при изучении современных движений земной коры в двумерном пространстве $L_2$, где задан ортонормированный базис $(\bar{l}_1, \bar{l}_2)$.

1. Пусть вектору $\bar{x}$, $x = x_1 l_1 + x_2 l_2$ ставится в соответствие вектор $\bar{u} = A(\bar{x}) = x_1 l_1 + \lambda x_2 l_2$. Преобразование $A$ представляет собой геометрическое растяжение (сжатие) плоскости $L_2$ в направлении, параллельном вектору $\bar{l}_2$ (рис. 1.1).

Преобразование $A$ будет линейным. Действительно,

$$A(\bar{x} + \bar{y}) = (x_1 + y_1)\bar{l}_1 + \lambda(x_2 + y_2)\bar{l}_2 =$$

$$= (x_1\bar{l}_1 + \lambda x_2\bar{l}_2) + (y_1\bar{l}_1 + \lambda y_2\bar{l}_2) = A(\bar{x}) + A(\bar{y}),$$

$$A(\alpha\bar{x}) = \alpha x_1\bar{l}_1 + \lambda(\alpha x_2\bar{l}_2) =$$

$$= \alpha(x_1\bar{l}_1 + \lambda x_2\bar{l}_2) = \alpha A(\bar{x}).$$

2. Пусть каждому вектору $\bar{x}$ плоскости $L_2$ ставится в соответствие вектор $\bar{u}$, получающийся из вектора $\bar{x}$ поворотом его на угол $\alpha$. Такое преобразование также будет линейным и носит название преобразование поворота (рис. 1.2).

3. Преобразование, которое вектору $\bar{x} = x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2$ ставит в соответствие вектор $\bar{u} = (x_1 + kx_2)\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2$, носит название преобразования сдвига. Его линейность можно показать аналогично первому случаю. При этом преобразовании конец вектора перемещается по прямой, параллельной оси $ox_1$ на величину $kx_2$ (рис. 1.3, *а*); квадрат, построенный на векторах $\bar{l}_1$ и $\bar{l}_2$, переходит в параллелограмм, построенный на векторах $\bar{l}_1$ и $\bar{l}_2 + k\bar{l}_1$ (рис. 1.3, *б*).

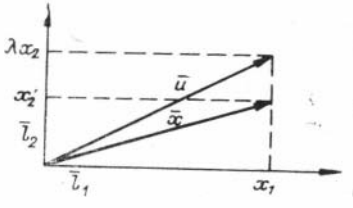



*Рис. 1.1.* Геометрическое растяжение плоскости в направлении $\bar{e}_2$.

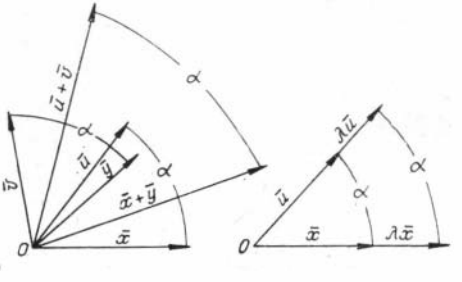



*Рис. 1.2.* Преобразование поворота.

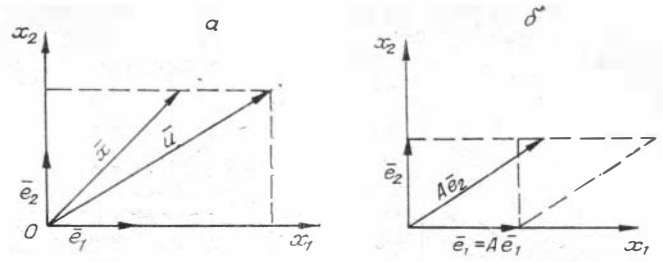



*Рис. 1.3.* Преобразование сдвига.

4. Если любому вектору $\bar{x}$ пространства $L_2$ ставится в соответствие вектор $\lambda\bar{x}$, то это преобразование $\bar{x} = \lambda\bar{x}$ также будет линейным:

$$A(\bar{x} + \bar{y}) = \lambda(\bar{x} + \bar{y}) = \lambda\bar{x} + \lambda\bar{y} = A(\bar{x}) + A(\bar{y}),$$

$$A(\alpha\bar{x}) = \lambda(\alpha\bar{x}) = \alpha(\lambda\bar{x}) = \alpha A(\bar{x}).$$

Подобное преобразование называется гомотетией и геометрически означает собой однородное растяжение или сжатие всех векторов пространства с одинаковым коэффициентом растяжения.

Пусть произвольный вектор $\bar{x}$ разложен по некоторому ортонормированному базису $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$ пространства $L_3$,

$$\bar{x} = x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2 + x_3\bar{l}_3.$$

Рассмотрим линейное преобразование $\bar{u} = A(\bar{x})$, где $\bar{u} = u_1\bar{l}_1 + u_2\bar{l}_2 + u_3\bar{l}_3$.

Так как преобразование $A$ линейное, то

$$A(\bar{x}) = A(x_1\bar{l}_1 + x_2\bar{l}_2 + x_3\bar{l}_3) =$$

$$= x_1A(\bar{l}_1) + x_2A(\bar{l}_2) + x_3A(\bar{l}_3).$$

Если теперь разложение векторов $A(\bar{l}_1)$, $A(\bar{l}_2)$, $A(\bar{l}_3)$ по исходному базису записать в виде

$$A(\bar{l}_1) = a_{11}\bar{l}_1 + a_{21}\bar{l}_2 + a_{31}\bar{l}_3,$$

$$A(\bar{l}_2) = a_{12}\bar{l}_1 + a_{22}\bar{l}_2 + a_{32}\bar{l}_3,$$

$$A(\bar{l}_3) = a_{13}\bar{l}_1 + a_{23}\bar{l}_2 + a_{33}\bar{l}_3$$

и подставить в выражение для вектора $A(\overline{x}) = \overline{u}$, то легко убедиться, что

$$u_1 = a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3,$$
$$u_2 = a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3,$$
$$u_3 = a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3.$$

Из последних соотношений видно, что всякому линейному преобразованию $A$ пространства $L_3$ с заданным базисом соответствует определенная квадратичная матрица $(a_{ij})$ третьего порядка. И наоборот, если дана квадратная матрица $(a_{ij})$ третьего порядка, то при заданном базисе ей будет соответствовать определенное линейное преобразование.

При рассмотрении линейного преобразования $\overline{u} = A(\overline{x})$ на плоскости $L_2$ с базисом $(\overline{l}_1, \overline{l}_2)$ легко видеть, что ее линейное преобразование может быть записано в виде

$$u_1 = a_{11}x_1 + a_{12}x_2,$$
$$u_2 = a_{21}x_1 + a_{22}x_2.$$

Вообще, в $n$-мерном линейном пространстве $L_n$ линейное преобразование $\overline{u} = A(\overline{x})$ при заданном базисе $\overline{l}_1, \overline{l}_2, \overline{l}_3, \ldots, \overline{l}_n$ может быть записано в виде

$$u_i = a_{ik}x_k,$$

где индексы $i$ и $k$ принимают значения от 1 до $n$ и по индексу $k$ производится суммирование, а $(a_{ik}) = M$ — квадратная матрица порядка $n$:

$$M = (a_{ik}) = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \ldots a_{1n} \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ a_{n1} & a_{n2} \ldots a_{nn} \end{pmatrix}$$

## § 2. БИЛИНЕЙНЫЕ ФОРМЫ И ЛИНЕЙНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ. ТЕНЗОРЫ ВТОРОГО РАНГА

Из алгебры известно, что если каждому вектору $\overline{x}$ линейного пространства $L$ поставить в соответствие некоторое число $\varphi$, то скалярная функция $\varphi = \varphi(\overline{x})$ векторного аргумента $x$ называется линейной функцией (формой) при наличии у нее двух следующих свойств:

1. $\varphi(\overline{x} + \overline{y}) = \varphi(\overline{x}) + \varphi(\overline{y})$,
2. $\varphi(\lambda\overline{x}) = \lambda\varphi(\overline{x})$.

Скалярную же функцию $\varphi = \varphi(\bar{x}, \bar{y})$ двух векторных аргументов $\bar{x}$ и $\bar{y}$ называют билинейной формой, если она линейна по каждому своему аргументу:

1. $\varphi(\bar{x}_1 + \bar{x}_2, \bar{y}) = \varphi(\bar{x}_1, \bar{y}) + \varphi(\bar{x}_2, \bar{y})$,
2. $\varphi(\lambda\bar{x}, \bar{y}) = \lambda\varphi(\bar{x}, \bar{y})$,
3. $\varphi(\bar{x}, \bar{y}_1 + \bar{y}_2) = \varphi(\bar{x}, \bar{y}_1) + \varphi(\bar{x}, \bar{y}_2)$,
4. $\varphi(\bar{x}, \lambda\bar{y}) = \lambda\varphi(\bar{x}, \bar{y})$.

Относя линейное пространство $L_3$ к прямоугольной декартовой системе координат с базисом $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$ и находя выражение билинейной формы $\varphi = \varphi(\bar{x}, \bar{y})$ в этой системе координат, будем иметь $\bar{x} = x_i\bar{l}_i$, $\bar{y} = y_j l_j$, а так как функция $\varphi$ линейна относительно обоих своих аргументов, то

$$\varphi(\bar{x}, \bar{y}) = \varphi(x_i\bar{l}_i, y_j\bar{l}_j) = x_i y_j \varphi(\bar{l}_i, \bar{l}_j).$$

Обозначая значения билинейной формы $\varphi$ от базисных векторов $\bar{l}_i, \bar{l}_j$ через $a_{ij}$, получим $\varphi(\bar{l}_i, \bar{l}_j) = a_{ij}$. Тогда функция $\varphi(\bar{x}, \bar{y})$ запишется в следующем виде:

$$\varphi = a_{ij}x_i y_j, \text{ т. е.}$$

$$\varphi = a_{11}x_1y_1 + a_{12}x_1y_2 + a_{13}x_1y_3 + a_{21}x_2y_1 + a_{22}x_2y_2 + a_{23}x_2y_3 + a_{31}x_3y_1 + a_{32}x_3y_2 + a_{33}x_3y_3,$$

а коэффициенты этой формы можно записать в виде квадратной матрицы третьего порядка:

$$M = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix}$$

Таким образом, в пространстве $L_3$ билинейной форме $\varphi$ соответствует в каждом базисе определенная матрица третьего порядка. Нетрудно показать, что коэффициенты билинейной формы на плоскости можно записать в виде квадратной матрицы второго порядка.

Рассмотрим, как преобразуются коэффициенты билинейной формы $\varphi(\bar{x}, \bar{y})$ при преобразовании базиса. В новом базисе $(\bar{l}_{1'}, \bar{l}_{2'}, \bar{l}_{3'})$ эта форма запишется в виде $\varphi = a_{i'j'}x_{i'}y_{j'}$, где $a_{i'j'} = \varphi(l_{i'}, l_{j'})$. Но при переходе к новому базису

$$\bar{l}_{i'} = \gamma_{i'i}\bar{l}_i,$$

где

$$\gamma_{i'i} = \cos(\bar{l}_{i'}, \bar{l}_i).$$

Поэтому из основных свойств билинейной формы вытекает, что

$$a_{i'j'} = \varphi(\gamma_{i'i}\bar{l}_i; \gamma_{j'j}\bar{l}_j) = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}\varphi(\bar{l}_i, \bar{l}_j) = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}a_{ij}.$$

Следовательно, при переходе к новому базису коэффициенты билинейной формы преобразуются по следующему закону:

$$a_{i'j'} = \gamma_{i'i}\gamma_{j'j}a_{ij}.$$

Значение билинейных форм зависит только от значений их векторных аргументов, т. е. только от значений векторов $\bar{x}$ и $\bar{y}$, но не зависит от того, в каком базисе рассматриваются эти векторы, т. е. билинейные формы определены инвариантным способом. Так как при переходе к новому базису координаты векторов меняются, то при этом будут меняться и коэффициенты билинейных форм по приведенному выше закону.

Совокупность коэффициентов инвариантной билинейной формы представляет собой очень важный геометрический или физический объект (в зависимости от природы исследуемого явления) — тензор второго ранга.

Аналогичные определения можно дать и при рассмотрении полилинейных форм.

Пусть теперь $\bar{x}$ и $\bar{y}$ два произвольных вектора линейного пространства $L_3$ и $A$ — линейное преобразование этого пространства. Образуем скалярное произведение векторов $\bar{x}$ и $\bar{u} = A\bar{y}$. Тогда выражение

$$\varphi = \bar{x} \cdot \bar{u} = \bar{x} \cdot A(\bar{y})$$

будет скалярной функцией векторных аргументов $\bar{x}$ и $\bar{y}$. Можно показать, что функция $\varphi$ будет билинейной формой. В самом деле:

1. $\varphi(\bar{x}_1 + \bar{x}_2; \bar{y}) = (\bar{x}_1 + \bar{x}_2)A(\bar{y}) = \bar{x}_1A(\bar{y}) + \bar{x}_2A\bar{y} = \varphi(\bar{x}_1,\bar{y}) + \varphi(\bar{x}_2,\bar{y})$,

2. $\varphi(\bar{x}; \bar{y}_1 + \bar{y}_2) = \bar{x}A(\bar{y}_1 + \bar{y}_2) = \bar{x}(A\bar{y}_1 + A\bar{y}_2) = \bar{x}A\bar{y}_1 + \bar{x}A\bar{y}_2 = \varphi(\bar{x}, \bar{y}_1) + \varphi(\bar{x}, \bar{y}_2)$,

3. $\varphi(\alpha\bar{x}, \bar{y}) = \alpha\bar{x}A\bar{y} = \alpha\varphi(\bar{x}, \bar{y})$,

4. $\varphi(\bar{x}, \alpha\bar{y}) = \bar{x}A(\alpha\bar{y}) = \alpha\bar{x}A\bar{y} = \alpha\varphi(\bar{x}, \bar{y})$.

Далее. Если в пространстве $L_3$ задан ортонормированный базис $(\bar{l}_1, \bar{l}_2, \bar{l}_3)$, то

$$\bar{x} = x_i\bar{l}_i, \ \bar{y} = y_i\bar{l}_i, \ \bar{u} = u_i\bar{l}_i,$$

но так как $\bar{u} = A\bar{y}$, то $u_i = a_{ij}y_j$, где $(a_{ij})$ — матрица линейного преобразования $A$.

Теперь билинейная форма запишется в следующем виде:

$$\varphi = x_i u_i = a_{ij}x_i y_j.$$

Из последнего выражения ясно, что матрица коэффициентов билинейной формы $\varphi$ совпадает с матрицей $M = (a_{ij})$ линейного преобразования.

Таким образом, матрица линейного преобразования представляет собой тензор второй валентности. Можно показать, что и всякий тензор второго ранга определяет в линейном пространстве $L_3$ линейное преобразование.

В заключение раздела заметим, что тензор как математический объект существует независимо от системы координат. Его компоненты могут иметь различные значения в разных системах координат. Однако если они заданы в одной системе, то будут определены и в любой другой, поскольку само определение этого объекта включает в себя закон п р е о б р а з о в а н и я его компонент.

Как будет показано ниже, использование тензорного исчисления при анализе данных о современных движениях земной коры позволяет отделять результаты, относящиеся к геометрии земной коры от того, что привнесено случайным выбором координатных систем.

## § 3. ОСНОВНЫЕ ИДЕИ МЕТОДА КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

При решении задач нелинейной механики сплошных сред нередко прибегают к численным методам. В этом случае независимо от формулировки задачи среда фактически аппроксимируется в процессе решения некоторой дискретной моделью. Один из таких методов, основанных на идее кусочной аппроксимации непрерывных полей, получил название метода конечных элементов. Простота и общность такого подхода делают его удобным средством решения широкого класса задач (Зенкевич, 1970; Оден, 1976).

Согласно классическому подходу, изучение сплошной среды начинают с анализа бесконечно малых элементов, устанавливая соотношения между средними значениями величин, связанных с бесконечно малыми элементами. Затем, при устремлении размера элементов к нулю при неограниченном возрастании их числа, получают дифференциальные уравнения в частных производных или интегральные уравнения, описывающие поведение тел. При использовании же метода конечных элементов начинают с изучения свойств элементов

конечных размеров. При установлении этих свойств используют и уравнения, описывающие поведение континуума, но размеры элементов остаются все время конечными. Интегрирование заменяется конечным суммированием, а дифференциальные уравнения в частных производных, например, системами алгебраических или обыкновенных дифференциальных уравнений.

Как указывает Дж. Оден (1976), существенной особенностью такого подхода является то, что он в принципе применим к исследованию конечных деформаций физически нелинейных анизотропных сред любой геометрической формы при произвольных краевых условиях.

Метод конечных элементов можно трактовать как систематический способ аппроксимации непрерывной функции дискретной моделью, которая представляет собой множество значений функции в некотором конечном числе точек области ее определения в совокупности с кусочным представлением этой функции на конечном числе подобластей. Подобные подобласти называются конечными элементами.

Таким образом, процедура построения конечноэлементной модели искомой функции сводится к следующим операциям.

1. В области $R$ определения функции $F$ фиксируется конечное число точек, в которых определяются значения функций. Выбранные точки называются узлами.

2. Область определения функций представляется совокупностью непересекающихся подобластей — конечных элементов. Тогда моделью области определения функции становится совокупность конечных элементов, которые связаны между собой через узлы на их границах.

3. Искомую функцию аппроксимируют на каждом конечном элементе непрерывными функциями, однозначно определенными значениями искомой функции (а иногда и значениями ее производных вплоть до некоторого порядка) в узловых точках этих элементов.

Важной особенностью метода конечных элементов является то обстоятельство, что при локальной аппроксимации функции на конечных элементах их можно рассматривать независимо друг от друга, т. е. каждый элемент можно рассматривать совершенно изолированным от остальной их совокупности и аппроксимацию функции выполнять с помощью ее значений в узлах.

**Функция $F$ в одномерном пространстве.** Пусть имеется прямолинейный профиль повторного нивелирования, на котором определены вертикальные перемещения ряда дискретных реперов. Можно считать, что на вещественной оси $x$ на интервале [А, Б] задана непрерывная функция $F(x)$, значения которой совпадают с величинами перемещений, определенными в конечном числе узловых точек области определения [А, В], а на каждом подынтервале $l$ функция $F(x)$ аппроксимируется

некоторой функцией $f_l(x)$, где $x = x_l$ — локальные координаты точки.

Будем называть координаты реперов $X$ относительно исходного репера глобальными, а значения функции $F(x)$ — глобальными ее значениями, являющимися элементами некоторого множества $G$. Вначале будем рассматривать каждый элемент $l$ (отрезок между двумя реперами) самостоятельно с локальной системой координат $x_l$.

Пусть аппроксимирующая функция $f_l(x)$ в узлах 1 и 2 на концах любого подынтервала принимает значения $f_l^1$ и $f_l^2$. Тогда совокупность этих значений на всех подынтервалах можно рассматривать как элемент некоторого множества $L$. Величины $f_l^n$ $(n = 1, 2)$ будем называть локальными значениями функции, соответствующими элементу $l$. Интервал [A, B] будем отображать на подынтервалы $[a_l, b_l]$ $(l = 1, 2, \ldots, m)$ с помощью простых отношений инцидентности, связывающих глобальные координаты $X^p$ различных узлов с локальными координатами $x_l^n$:

$$x_1^1 = X^1, \quad x_1^2 = x_2^1 = X^2, \quad x_2^2 = x_1^3 = X^3, \ldots, x_n^2 = X^{m+1}. \quad (1.1)$$

Связь между глобальными значениями $F^p (p = 1,2, \ldots, m + 1)$ с локальными значениями $f_l^n$ $(l = 1,2, \ldots, m;\ n = 1,2)$ будем устанавливать также с помощью простых отношений инцидентности вида

$$f_1^1 = F^1, \quad f_1^2 = f_2^1 = F^2, \quad f_2^2 = f_3^1 = F^3, \ldots, f_n^2 = F^{m+1}. \quad (1.2)$$

Последние соотношения непосредственно следуют их предыдущих в силу того, что значения $F(x)$ и $f_l(x)$ находятся во взаимно однозначном соответствии с точками $X$ и $x_l$ их областей определения.

Таким образом, окончательная модель функции $F(x)$ будет иметь следующий простой вид:

$$\overline{F}(x) = \sum_{l=1}^{m} \overline{f}_l(x, F^1, F^2, \ldots, F^{m+1}), \quad (1.3)$$

где $\overline{f}_l(x, F^1, \ldots, F^{m+1})$ — локальные функции, выраженные через соответствующие глобальные значения.

Зависимости между связанной моделью и отдельными конечными элементами, а также между глобальными и локальными узлами математически описываются двумя простыми преобразованиями (Оден). Пусть имеется совокупность

$$R^* = \{[x_1^1, x_1^2];\ [x_2^1, x_2^2], \ldots, [x_m^1, x_m^2]\}$$

непересекающихся интервалов и пусть $\Lambda$ — отображение, вкладывающее некоторый фиксированный интервал $l$ в соответствующее место в интервале [A, B]. Это отображение $\Lambda:[x_l^1, x_l^2] \to$ $\to$ [A, B] осуществляется следующим образом: $X^p = \sum_{n=1}^{l} {}^l\Lambda_n^p x_l^n$, $l$ — фиксировано, $p = 1,2, \ldots, m+1$, (1.4)

$${}^l\Lambda_n^p = \begin{cases} 1, \text{ если глобальный узел } p \text{ связанной модели соответствует локальному узлу } n \text{ элемента } l, \\ 0 \text{ — в противном случае.} \end{cases} \quad (1.5)$$

К примеру в равенстве (1.1) для второго элемента

$$X^2 = \sum_{n=1}^{2} {}^2\Lambda_n^2 x_2^n = {}^2\Lambda_1^2 x_2^1 + {}^2\Lambda_2^2 x_2^2 = x_2^1, \quad X^3 = \sum_{n=1}^{2} {}^2\Lambda_n^3 x_2^n =$$

$$= {}^2\Lambda_1^3 x_2^1 + {}^2\Lambda_2^3 x_2^2 = x_2^2,$$

так как согласно (1.5) ${}^2\Lambda_2^2 = {}^2\Lambda_1^3 = 0$, ${}^2\Lambda_1^2 = {}^2\Lambda_2^3 = 1$.

Таким образом, отображение $\Lambda$ осуществляет связывание конечноэлементной модели.

Транспозиция отображения ${}^l\Lambda_n^p$ обозначается через ${}^l\Omega_p^n$ и может быть интерпретируема как отображение множества $G$ глобальных точек $X^p$ в множество $L$ локальных точек $x_l^n$:

$$x_l^n = \sum_{p=1}^{m} {}^l\Omega_p^n X^p. \quad (1.6)$$

Элементы массива ${}^l\Omega_p^n$ определяются так же, как и элементы массива ${}^l\Lambda_n^p$,

$${}^l\Omega_p^n = \begin{cases} 1, \text{ если узел } n \text{ элемента } l \text{ соответствует узлу } p \\ \text{связанной модели,} \\ 0 \text{ — в противном случае.} \end{cases} \quad (1.7)$$

Совокупность $\Omega$ можно рассматривать как отображение конечного подмножества [A, B] в подмножество конечных подынтервалов. Поэтому $\Omega$ можно называть разбиением [A, B] на конечные элементы. Между функцией $F$ и точками ее определения $X$ осуществляется однозначное соответствие. Стало быть, любой глобальной или локальной точке соответствует глобальное или локальное значение функции. На это указывает идентичность отношений (1.1) и (1.2). Следовательно, для фиксированного $l$

$$F^p = \sum_{n=1}^{2} {}^l\Lambda_p^n f_l^n \quad \text{и} \quad f_l^n = \sum_{p=1}^{m} {}^l\Omega_p^n F^p. \quad (1.8)$$

**Функция Ф в двумерной области.** Построение конечно-элементной модели функции Ф в двумерном пространстве выполняется с помощью тех же приемов, что и в одномерном случае. Изучаемая область $R$ аппроксимируется совокупностью $n$ подобластей $r_l$, точки которых задаются локальными координатами $(x_l, y_l) = X_l$. Локальные аппроксимации функции Ф обозначим через $\varphi(X)$, а их значения в узлах $X_l^N$ — через $\varphi_l^N$, $l = 1,2, \ldots, N_l$, где $N_l$ — общее число узлов элемента $l$.

Связывание и разбиение модели осуществляется с помощью отношений инцидентности

$$X^p = \sum_{N=1}^{N_l} {}^l\Lambda_N^p x_l^N \quad \text{и} \quad x_l^N = \sum_{p=1}^{t} {}^l\Omega_p^N X^p, \tag{1.9}$$

где $t$ — общее число зафиксированных точек, $X^p$ — точки под номером $p$ с координатами $(X^p, y^p)$.

Локальные значения связываются с глобальными посредством следующего отображения:

$$\Phi^p = \sum_{N=1}^{N_l} {}^l\Lambda_N^p \varphi_l^N \quad \text{и} \quad \varphi_l^N = \sum_{p=1}^{t} {}^l\Omega_p^N \Phi^p, \tag{1.10}$$

а окончательная модель функции будет такова:

$$\Phi(x) = \sum_{l=1}^{n} \varphi_l(X, \Phi^1, \Phi^2, \ldots, \Phi^t). \tag{1.11}$$

## § 4. СИМПЛЕКСНЫЕ МОДЕЛИ

Простейшими среди всех конечных элементов являются симплексные модели. Симплексом в $k$-мерном пространстве называется выпуклое множество $S$, определяемое совокупностью $k+1$ вершин (узлов) $M_1, M_2 \ldots, M_{k+1}$, не лежащих в одной $(k-1)$-мерной гиперплоскости. Это множество состоит из всех точек $T$ вида $T = \sum_{i=1}^{k+1} C_i M_i$, где $C_i \geqslant 0$ и $\sum_{i=1}^{k+1} C_i = 1$. В эвклидовом пространстве $E^k$ симплексами являются тетраэдр (4 узла) в трехмерном пространстве $E^3$, треугольник (3 узла) в двумерном пространстве $E^2$ и отрезок прямой (2 узла) в одномерном пространстве $E^1$.

При симплексном представлении локальные поля $u(x)$ аппроксимируются линейными относительно координат $x^i$ функциями:

$$u(x) = a_0 + a_i x^i, \quad i = 1,2, \ldots, k, \tag{1.12}$$

где $a_0, a_1, a_2, \ldots, a_k$ — $(k+1)$ постоянные, которые надо определить.

Если в $k$-мерном пространстве в $k+1$-й узловой точке зафиксировать значения функции $u(x)$, то будем иметь систему из $(k+1)$-го уравнения относительно $(k+1)$-й величины

$$u(x^M) \equiv u^M = a_0 + a_i x^{M_i};\ i = 1, 2, \ldots, k;\ M = 1, 2, \ldots, k+1. \tag{1.13}$$

Систему уравнений (1.13) удобно записать в матричной форме

$$\begin{bmatrix} 1 & x^{11} & x^{12} & \ldots & x^{1k} \\ 1 & x^{21} & x^{22} & \ldots & x^{2k} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & x^{(k+1)1} & x^{(k+1)2} & & x^{(k+1)k} \end{bmatrix} \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_k \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u^1 \\ u^2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ u^{k+1} \end{vmatrix} \tag{1.14}$$

или

$$Ca = u, \tag{1.15}$$

где $C$ — матрица коэффициентов уравнений (1.14) размера $(k+1)\times(k+1)$. Уравнение (1.15) будет иметь единственное решение при условии, что матрица $C$ невырождена, т. е. требуется, чтобы

$$\det C \neq 0. \tag{1.16}$$

Условие (1.16) можно трактовать как условие того, что $k+1$ узловые точки не лежат в $(k-1)$-мерной гиперплоскости. Решение уравнения (1.15) дает

$$a = uC^{-1}. \tag{1.17}$$

Последнее соотношение позволяет линейно выразить коэффициенты $a_0, a_1, \ldots, a_k$ через узловые значения $u'$ локальной функции и координаты узловых точек $x^{M_i}$. Подставляя (1.17) в (1.12), после преобразования можно получить искомую локальную аппроксимацию

$$u(X) = u^M.\ \Psi_M(X);\ M = 1, 2, \ldots, k+1, \tag{1.18}$$

где $\Psi_M(X)$ — интерполяционные функции, линейные относительно локальных координат $x^i$

$$\Psi_M(X) = a_M + b_{M_i} x^i;\ i = 1, 2, \ldots, k. \tag{1.19}$$

Величины $a_M$ и $b_M$ с помощью формулы (1.17) выражаются через координаты узлов $x_i^M$.

Если $C_{ij}$ $(i, j = 1, 2, \ldots, k+1)$ — элемент $i$-й строки и $j$-го столбца матрицы $C$, то

$$a_M = \frac{1}{|C|}\operatorname{cofactor}(C_{M1}),\ b_{M_i} = \frac{1}{|C|}\operatorname{cofactor}(C_{M(i+1)}),$$

где $|C|$ — определитель матрицы $C$, а cofactor — алгебраическое дополнение.

Функции $\Psi_M(X)$ обладают следующими свойствами:

$$\Psi_M(X) \geqslant 0,\ \sum_{M=1}^{k+1} \Psi_M(X) = 1, \tag{1.20}$$

а для любой узловой точки

$$\Psi_M(X^k) = \delta_M^k, \tag{1.21}$$

где $\delta_M^k$ —символ Кронекера.

Таким образом, важнейшие свойства симплексной модели сводятся к следующему.

1. Число $M$ узловых точек симплексного элемента на единицу больше размерности пространства, в котором рассматривается элемент.

2. Локальные аппроксимации $u(X)$ и интерполяционные функции $\psi_M(X)$ являются линейными функциями локальных координат $x^i$.

3. В пространстве $E^k$ линейная функция определяется единственным образом посредством задания ее значений в $k+1$-й точках. Ввиду линейности локальных функций $u(X)$ на границах элемента, для соединения двух симплексных элементов необходимо задать одинаковые узловые значения соседних локальных аппроксимаций в двух точках на межэлементной границе. Стало быть, локальные поля совпадают во всех точках межэлементных границ, а глобальные базисные функции всюду непрерывны.

4. Для выполнения требования непрерывности необязательно, чтобы границы элемента были бы координатными линиями.

5. Интерполяционные функции $\psi_M(X)$ удовлетворяют соотношениям (1.20) и (1.21).

Рассмотрим частные интерполяционные функции в евклидовом пространстве $k \leqslant 3$.

**Симплекс в одномерном пространстве.** В одномерном евклидовом пространстве, как уже отмечалось, симплексная модель состоит из двух узлов, соединенных отрезком прямой. Если обозначить ось пространства через $x$, то

$$C = L = \begin{vmatrix} 1 & x^1 \\ 1 & x^2 \end{vmatrix} = x^2 - x^1,$$

где $x^1$, $x^2$ — координаты узлов. Тогда учитывая (6), получим

$$a_1 = \frac{x^2}{L},\ a^2 = -\frac{x^1}{L},\ b_{11} = \frac{-1}{L},\ b_{21} = \frac{1}{L}.$$

Следовательно, согласно (1.19), $\Psi_1(x) = \frac{x^2 - x}{L}$ и $\Psi_2(x) = \frac{x - x^1}{L}$, а $\Psi_1(x) + \Psi_2(x) = 1$. Как видно, это известные интерполяционные функции Лагранжа.

**Симплекс в двумерном пространстве.** В двумерном евклидовом пространстве $(x, y)$ симплекс — это треугольник с тремя узлами. Матрица (1.14) запишется в этом случае в виде

$$\begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ 1 & x_3 & y_3 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \end{vmatrix} \qquad (1.22)$$

Если вершины треугольника пронумеровать по правилу правой руки, то детерминант матрицы будет равен удвоенной площади треугольника $S$. Интерполяционные функции в двумерном случае будут иметь следующий вид:

$$\Psi_1 = a_1 + b_{11}x + b_{12}y,\ \psi_2 = a_2 + b_{21}x + b_{22}y,$$
$$\Psi_3 = a_3 + b_{31}x + b_{32}y,$$

а их коэффициенты принимают значения

$$\{a_N\} = \frac{1}{2S} = \begin{bmatrix} x_2y_3 - x_3y_2 \\ x_3y_1 - x_1y_3 \\ x_1y_2 - x_2y_1 \end{bmatrix} \quad \{b_{N_i}\} = \frac{1}{2S} \begin{bmatrix} y_2 - y_3 & x_3 - x_2 \\ y_3 - y_1 & x_1 - x_3 \\ y_1 - y_2 & x_2 - x_1 \end{bmatrix}$$

где $N = 1, 2, 3;\ i = 1,2$.

Если три интерполяционные функции сложить, то получим постоянное значение на всем треугольнике. Сложенные же интерполяционные функции после их предварительного умножения на узловые значения функции $u^N$ дают приближенное значение представляемой функции.

Что касается наиболее выгодной формы симплекса в $E^2$, то Синг показал, что следует избегать треугольников с заостренными малыми внутренними углами и что наименьшую погрешность при симплексной аппроксимации дают равносторонние треугольники.

**Симплекс в трехмерном пространстве.** В трехмерном евклидовом пространстве, как отмечено, подобная модель представляет собой тетраэдр, имеющий четыре узла. В этом случае матрица (1.14) имеет вид

$$C = \begin{Vmatrix} 1 & x^{11} & x^{12} & x^{13} \\ 1 & x^{21} & x^{22} & x^{23} \\ 1 & x^{31} & x^{32} & x^{33} \\ 1 & x^{41} & x^{42} & x^{43} \end{Vmatrix},$$

а коэффициенты

$$a_N = \frac{1}{6C}\,\mathscr{E}_{Nrst}\mathscr{E}_{ijk}x^{ri}x^{sj}x^{tk},\quad b_{Ni} = \frac{-1}{6C}\,\mathscr{E}_{Nrst}\mathscr{E}_{mjk}\beta_{(i)}^{rm}\beta_{(i)}^{sj}\beta_{(i)}^{tk},$$

где $E_{ijk}$ и $\mathscr{E}_{Nrst}$ соответственно трех- и четырехмерные перестановочные символы, обозначающие знаки перестановок; $N$, $r$, $s$, $t$=1, 2, 3, 4; $i$, $j$, $k$=1,2, 3; $\beta_{(i)}^{rm} = x^{rm}$, если $i = m$, и $\beta_{(i)}^{rm} = 1$, если $i \neq m$, $C$ — детерминант матрицы $\boldsymbol{C}$.

## § 5. КОНЕЧНОЭЛЕМЕНТНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ПОЛЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Если двумерную среду в начальный момент времени $t_0$ разбить на треугольные элементы конечных размеров (рис. 1.4) и обозначить перемещение вершин треугольника $ijk$ через $u_i, v_i$, $u_j, v_j$, $u_k, v_k$ (рис. 1.5), то перемещения в пределах рассматриваемого треугольного элемента $ijk$ можно задать в виде линейных зависимостей от координат

$$u = \alpha_1 x + \alpha_2 y + \alpha_3,\quad v = \beta_1 x + \beta_2 y + \beta_3, \qquad (1.23)$$

где $\alpha_1$, $\alpha_2$, $\alpha_3$ и $\beta_1$, $\beta_2$, $\beta_3$ в пределах каждого элемента сохраняют постоянные значения.

Поскольку зависимости являются уравнениями прямых (при $u$ и $v$ постоянных), совмещение вершин двух соседних элементов (скажем, $i$ и $j$) обеспечивает совместность перемещений на общей границе этих элементов (на рис. 1.4 они заштрихованы). Это объясняется тем, что через две точки можно провести лишь одну прямую.

В соответствии с зависимостями (1.12), соотношение (1.23) показывает, что в пределах каждого элемента деформация бу-

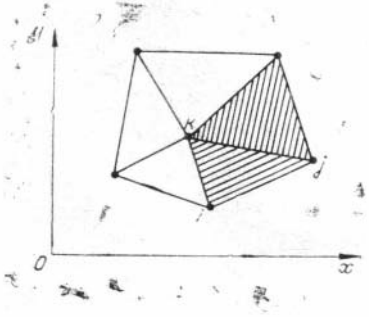



*Рис. 1.4.* Совокупность конечных элементов в двумерном пространстве.

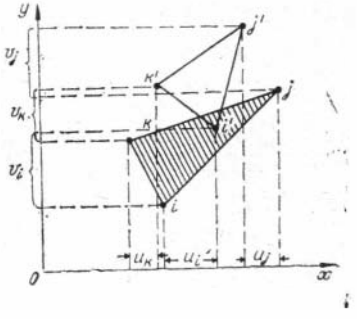



*Рис. 1.5.* Симплекс в двумерном пространстве.

дет однородна. Коэффициенты $\alpha_i$ и $\beta_i$ можно определить, если известны перемещения вершин элемента.

Записывая в конкретной форме уравнения (1.23) для перемещений вершин (в дальнейшем будем использовать также термин «узлы») $i$, $j$, $k$, получим

$$\begin{aligned} u_i &= e_{11}x_i + e_{12}y_i + \alpha_1, \\ u_j &= e_{11}x_j + e_{12}y_j + \alpha_1, \\ u_k &= e_{11}x_k + e_{12}y_k + \alpha_1. \end{aligned} \tag{1.24}$$

Аналогичная система уравнений, но с другими коэффициентами, запишется и для $v$.

Используя правило Крамера, найдем

$$e_{11} = \frac{\begin{vmatrix} 1 & u_i & y_i \\ 1 & u_j & y_j \\ 1 & u_k & y_k \end{vmatrix}}{2\Delta}, \quad e_{12} = \frac{\begin{vmatrix} 1 & x_i & u_i \\ 1 & x_j & u_j \\ 1 & x_k & u_k \end{vmatrix}}{2\Delta}, \quad \alpha_1 = \frac{\begin{vmatrix} u_i & x_i & y_i \\ u_j & x_j & y_j \\ u_k & x_k & y_k \end{vmatrix}}{2\Delta},$$

где $2\Delta = \begin{vmatrix} 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \end{vmatrix}$ — удвоенная площадь треугольника $i, j, k$,

а прямые скобки обозначают определитель. Аналогично находятся и коэффициенты уравнений для $v$.

Если раскрыть определители в числителях предыдущих выражений и подставить значения $e_{11}$, $e_{12}$, $\alpha$, $e_{21}$, $e_{22}$, $\beta$ в (1.24), то для $u$ и $v$ получим следующие формулы:

$$\begin{aligned} u &= \frac{1}{2\Delta}[(a_i + b_i x + c_i y)\,u_i + (a_j + b_j x + c_j y)\,u_j + \\ &\quad + (a_k + b_k x + c_k y)\,u_k], \\ v &= \frac{1}{2\Delta}[(a_i + b_i x + c_i y)\,v_i + (a_j + b_j x + c_j y)\,v_j + \\ &\quad + (a_k + b_k x + c_k y)\,v_k]. \end{aligned} \tag{1.25}$$

Здесь использованы следующие обозначения:

$$a_i = x_i y_k - x_k y_i, \quad b_i = y_j - y_k, \quad c_i = x_k - x_j.$$

Коэффициенты $a$, $b$, $c$ с другими индексами получатся с помощью циклической перестановки.

Формулы (1.25) позволяют выразить перемещения в любой точке внутри треугольного конечного элемента через перемещения его вершин. Используя формулы (1.13), деформации внутри

конечного элемента можно выразить через перемещения его узлов в следующем виде:

$$E_x = \frac{1}{2\Delta}(b_i u_i + b_j u_j + b_k u_k),$$

$$E_y = \frac{1}{2\Delta}(c_i v_i + c_j v_j + c_k v_k), \qquad (1.26)$$

$$\gamma_{xy} = \frac{1}{2\Delta}(c_i u_i + c_j u_j + c_k u_k + b_i v_i + b_j v_j + b_k v_k).$$

При анализе современных движений земной коры в трехмерном пространстве целесообразно также использовать симплексные конечные элементы — тетраэдры (рис. 1.6). Выражая компоненты перемещения узлов такого элемента уравнениями вида

$$u = \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y + \alpha_4 z,$$
$$v = \beta_1 + \beta_2 x + \beta_3 y + \beta_4 z,$$
$$w = \gamma_1 + \gamma_2 x + \gamma_3 y + \gamma_4 z,$$

*Рис. 1.6.* Симплекс в трехмерном пространстве.

можно представить перемещения в пределах каждого тетраэдра, на которые разбита рассматриваемая область, через соответствующие перемещения его вершин (узлов) в следующей форме:

$$u = \frac{1}{6V}[(a_i + b_i x + c_i y + d_i z)\,u_i + (a_j + b_j x + c_j y + d_j z)u_j +$$
$$+ (a_k + b_k x + c_k y + d_k z)\,u_k + (a_m + b_m x + c_m y + d_m z)u_m],$$

где

$$a_i = \begin{vmatrix} x_j & y_j & z_j \\ x_m & y_m & z_m \\ x_k & y_k & z_k \end{vmatrix} \quad b_i = \begin{vmatrix} 1 & y_j & z_j \\ 1 & y_m & z_m \\ 1 & y_k & z_k \end{vmatrix}$$

$$c_i = \begin{vmatrix} x_j & 1 & z_j \\ x_m & 1 & z_m \\ x_k & 1 & z_k \end{vmatrix} \quad d_i = \begin{vmatrix} x_j & y_j & 1 \\ x_m & y_m & 1 \\ x_k & y_k & 1 \end{vmatrix}$$

а $V$ представляет объем тетраэдра, определяемый обычным путем. Формулы для остальных коэффициентов могут быть получены с помощью циклической перестановки индексов.

## § 6. ПОВЫШЕНИЕ ПОРЯДКА АППРОКСИМАЦИИ

В обычном треугольном конечном элементе распределение деформаций принимается однородным. Очевидно, что это может привести к существенным погрешностям, в частности, вбли-

ви особенностей поля, и в этих местах сетку конечных элементов необходимо сгущать. На практике вся сложность задачи состоит в том, что априори не известен характер поля деформаций. Однако исходя из геологических и геофизических данных, можно выбрать области, где желательно задаваться более сложным деформированным состоянием в пределах одного конечного элемента и тем самым повышать порядок аппроксимации.

1. Увеличение числа вершин. Пусть перемещения в пределах каждого элемента задаются в виде следующих полиномов:

$$u = a_1 + a_2x + a_3y + a_4xy,$$
$$v = b_1 + b_2x + b_3y + b_4xy. \qquad (1.27)$$

Здесь имеется уже восемь коэффициентов, для определения которых необходимо задать систему из восьми уравнений, т. е. следует иметь перемещения в четырех точках.

В четырехугольнике общего типа, не считая прямоугольник со сторонами, параллельными осям координат, совмещение узловых перемещений не сохраняет свойство неразрывности перемещений вдоль каждой общей стороны двух четырехугольников, и поэтому приходится считаться с возможными разрывами перемещений вдоль общих сторон между узловыми точками двух конечных элементов (Тимошенко, Гудьер, 1975).

Аналогично можно сформулировать зависимости для конечных элементов в виде многоугольников с числом сторон свыше четырех, а также для криволинейных фигур.

2. Введение промежуточных точек. Повышение порядка аппроксимации можно осуществить введением промежуточных точек на сторонах многоугольников, в которых сопрягаются наряду с вершинами аппроксимирующие функции.

Так, для треугольного элемента можно принять следующее выражение для компонент перемещения:

$$u = a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + a_5xy + a_6y^2,$$
$$v = b_1 + b_2x + b_3y + b_4x^2 + b_5xy + b_6y^2. \qquad (1.28)$$

Для определения 12 коэффициентов $a_1$, $b_1$, . . . требуется иметь смещение в шести точках. Тремя точками будут служить вершины треугольника, а три другие можно выбрать на серединах его сторон. Такое задание перемещений, как и для обычного треугольника, обеспечивает непрерывность перемещений. Действительно, на сторонах треугольника координаты $x$ и $y$ связаны линейной зависимостью

$$y = kx + b.$$

Если подставить эту зависимость в первое уравнение из (1.28), то составляющая смещения по оси $x$ выразится в виде квадратной параболы $u = A + Bx + Cx^2$.

Коэффициенты $A$, $B$ и $C$ однозначно определяются заданием перемещений в трех точках. Стало быть, задание смещений трех точек, лежащих на одной прямой, позволяет обеспечить непрерывность перемещений и вдоль прямой, соединяющей эти точки. То же справедливо и для компоненты $v$.

Использование метода конечных элементов в изложенном виде может нести в себе источник погрешностей, связанный с тем, что на границах конечных элементов, как в случае произвольного четырехугольника, не всегда обеспечивается неразрывность деформаций. Для обеспечения неразрывности деформаций требуется сопрягать на границах конечных элементов также и производные от аппроксимирующих функций.

Если для всех конечных элементов аппроксимирующие функции содержат $n$ неизвестных коэффициентов и если в отдельных точках наложено $m$ условий, вытекающих от сопряжения производных от перемещений, то для отыскания всех коэффициентов придется добавлять $n - m$ точек, в которых следует сопрягать собственно перемещения (Тимошенко, Гудьер, 1975).

## § 7. СПЛОШНАЯ СРЕДА. МАСШТАБЫ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотрим некоторый участок земной коры. В процессе современных движений он перемещается не только как целое, но и изменяет объем и форму. Поэтому при изучении современных движений невозможно ограничиваться рамками только механики жесткого тела, а для описания изменений и их связей со свойствами земной коры, геофизическими и другими полями необходимо использовать понятия и представления механики сплошной среды. Однако в первую очередь необходимо выяснить, в каком смысле должен пониматься термин «сплошная среда» в данном случае.

Физически земная кора никогда не представляет собой континиума и поэтому нельзя говорить о ее бесконечно малых элементах, как они понимаются в математической теории сплошной среды. В геофизике сама сплошность имеет иное содержание, чем в классической теории механики сплошной среды, а понятие сплошной, непрерывной среды является только моделью земной коры. Вместе с этим понятие бесконечно малых частиц служит моделью реальных частей земной коры (Костров, 1975).

Чтобы реальные участки земной коры могли играть роль бесконечно малых частиц, они должны иметь размеры, которые были бы в некотором отношении безразличны. Когда речь идет о деформациях коры, размеры участков должны быть такими,

чтобы, во-первых, изменение их формы и объема (или площади в двумерном случае) было бы достаточно просто описать, и, во-вторых, существенное для наших конкретных целей в этом изменении не должно сильно варьировать при уменьшении или увеличении размеров участков в несколько раз.

Если нас интересует, как изменяются деформации рассматриваемой тектонической структуры или отдельного региона в различных частях, то участки должны быть не слишком велики, чтобы можно было следить за изменением формы и объема или площади от одного места структуры к другому. Если достаточно крупные части структуры или области изменяют свои деформации по-разному, то, выбирая малые части, можно прийти к тому, что внутри каждого такого участка взаимное положение частей не будет зависеть от их размеров.

Вводя сплошную среду в качестве модели реальных тектонических структур, надо иметь в виду, что «бесконечно малые участки» на самом деле изображают физически малую величину, которая должна быть не только достаточно малой, но и достаточно большой, чтобы быть представительной, т. е. чтобы интересующие нас свойства не зависели в каких-то пределах от ее размеров (Костров, 1975).

Так, для описания тектонических деформаций земной поверхности мы не можем брать элементарные участки размером в несколько сантиметров или даже несколько метров, поскольку они не будут представительными для областей порядка сотен метров и километров. В этом случае очевидно, что уменьшение элементарного участка в несколько раз приведет к тому, что преобладающими окажутся микролокальные, обусловленные экзогенными процессами, деформации.

Таким образом, в различной постановке задачи «сплошная среда» должна состоять из «элементарных участков» различного масштаба.

Для полного описания деформаций исследуемой области в некоторый фиксированный момент времени $t$ (будем называть такое состояние «актуальным») необходимо задать положение «элементарного участка» относительно его положения в исходный момент времени («начальное состояние»). Поскольку элементарные участки могут иметь различные размеры, целесообразно задать это положение для центра тяжести данных участков в некоторой декартовой системе координат.

Скажем несколько слов относительно выбора «элементарного участка» при изучении деформаций земной коры по данным геодезических измерений. Геодезические способы наблюдений накладывают свой отпечаток на выбор элементарного участка «сплошной среды». В первую очередь это относится к анализу повторных наблюдений государственных геодезических сетей, поскольку последние строились в основном для удовлетворения практических нужд картосоставления. Поэтому расстояния

между пунктами сетей задавались не из расчета «физически малых элементов», а из других соображений. В этом случае мы оказываемся перед фактом, когда положение некоторых «элементарных участков» не будет описываться повторными наблюдениями. Иное дело исследования на специализированных геодинамических полигонах, где наблюдения ставились с целью выяснения движений отдельных структур.

Теория линейной деформации заключается в том, что градиенты компонент перемещения считаются настолько малы, что можно пренебречь их произведениями, а ими самими — по сравнению с единицей. Как подчеркнуто Б. В. Костровым (1975), физический смысл имеет не деформация в точке, а средняя деформация.

Производные смещений $u_{ij}$ суть пределы

$$u_{ij} = \lim_{|\Delta X| \to 0} \frac{\Delta u_i}{\Delta x_j},$$

где $|\Delta X|$ — расстояние между точками тела, а $\Delta u$ — их относительные перемещения. Поскольку «элементарные участки», принимаемые за физически бесконечно малые, должны быть достаточно велики, эти пределы нужно понимать «асимптотически»: при уменьшении расстояния $|\Delta X|$ имеется такой диапазон его изменения (порядка размера участков, принимаемых за физически бесконечно малые), в котором отношение $\Delta u_i / \Delta x_i$ изменяется несущественно, так что этим изменением можно пренебречь. В таком случае можно мысленно устремить $|\Delta x|$ к нулю, а получающееся при этом значение деформации в точке окажется равным средней деформации на расстоянии порядка элементарного размера и будет зависеть от выбора этого размера.

Если рассматривать большой (размером в десятки и сотни километров) объем земной коры, то очевидно, что он может состоять из многих отдельных блоков, содержать разломы и другие неоднородности строения различных масштабов. Тогда, если говорить о деформациях этой области в больших масштабах, в качестве «элементарного участка» надо выбирать такие объемы, которые бы содержали много структурных элементов — блоков, разрывов и т. п., т. е. чтобы форма и размер этих «частиц» были для нас несущественными в вышеотмеченном смысле.

Эти деформации будут значительно отличаться от тех, которые можно получить, если выбрать «частицы», размером в несколько метров или десятков сантиметров и тем более в несколько сантиметров.

Таким образом, по отношению к тектонической деформации большого района может быть много «микродеформаций» разного масштаба. Например, при изучении современных движений земной коры наклономерные данные описывают (частично)

деформацию земной поверхности на участке, определяемом его постаментом. Эти данные могут быть представительными для участков в несколько метров или, в крайнем случае, несколько десятков метров. Ясно, что судить по этим измерениям о тектонических деформациях района в несколько километров и тем более десятков километров нельзя, потому что такие области описываются различными моделями сплошной среды с различными мерами деформации.

Результаты исследований тектонических деформаций с помощью деформографов на базе 25—30 м могут быть представительными уже для районов в несколько сот метров, а возможно и первых километров. И только геодезические измерения, выполняемые на гораздо больших базах, можно использовать для описания деформаций регионального плана. Будучи дискретными во времени и пространстве, геодезические методы обладают тем преимуществом, что в значительно меньшей степени зависят от местных условий, чем измерения на малых базах. Однако из-за трудоемкости этих методов интервал времени между повторными наблюдениями оказывается большим, что позволяет определить только осредненные характеристики движений. Для более полного использования этих данных при решении многих задач геологии и геофизики необходимо не только повышение точности геодезических измерений, усовершенствование инструментов и методов наблюдений, но и разработка методов специального анализа результатов наблюдений.

## Глава 2

## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория деформации, как и теория напряжений, разработана вне зависимости от свойств материала, ее построения являются чисто геометрическими, и единственными условиями, которые должны выполняться,— это условия непрерывности и совместности деформаций на всех стадиях. При решении многих практических задач деформацию горных пород можно считать непрерывной, хотя, если иметь в виду внутреннее изменение вещества, никакая деформация реальных тел, и в частности земной коры, не может быть полностью непрерывной, особенно если это остаточная деформация, включающая такие механизмы, как пластическое течение кристаллов, проскальзывание на границах зерен, атомная диффузия, дробление и т. п.

Таким образом, если приповерхностная часть земной коры претерпевает деформацию, то будем считать, что в ней не появ-

ляются нарушения сплошности, а точки, которые в начальном состоянии были смежными, и в текущем состоянии остаются таковыми. При отмеченных условиях деформация в самом общем виде рассматривается как изменение конфигурации и объема тела, а ее простейшее представление — это рассмотренные в первой главе взаимно однозначные геометрические преобразования, в которых преобразованные координаты точек есть функции координат начального состояния.

Как уже отмечалось, состояние деформации полностью характеризуется смещением всех точек рассматриваемой области. Эти смещения образуют векторное поле. Для большинства деформаций смещения точек являются функциями координат, в частности, для однородной деформации — линейными функциями. Заметим, что под однородной понимается такая, при которой плоскости и прямые остаются таковыми после деформации. Параллельные плоскости и параллельные прямые остаются параллельными, а сфера становится эллипсоидом. Для этого случая деформация в любом направлении будет одинакова для всех точек среды. Следовательно, два геометрически подобных и подобным образом ориентированных элемента области остаются после деформации геометрически подобными.

## § 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ ПОВТОРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ СЕТЕЙ

Исследованиями установлено, что современные движения земной коры распространены повсеместно. Это позволяет каждой точке земной коры и ее поверхности поставить в соответствие относящийся к данному моменту времени тензор деформации. Не вдаваясь в производство работ по определению пространственных векторов движения геодезических пунктов и полагая, что их комплекс надлежаще выполнен, рассмотрим методику определения компонент деформации в трехмерном пространстве $L_3$.

Обозначим через $x$, $y$, $z$ координаты пунктов в произвольной ортогональной системе координат, а через $u$, $v$, $w$ — смещения пунктов по соответствующим осям. Поскольку по имеющимся в настоящее время данным деформацию коры за небольшие промежутки времени можно считать малой, то, полагая, что она носит локально-однородный характер, т. е. смещения являются линейными функциями координат, можно записать

$$
\begin{gathered}
u = u(x,\ y,\ z);\ v = v(x,\ y,\ z);\ w = w(x,\ y,\ z);\\
u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + e_{13}z_i + a,\\
v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + e_{23}z_i + b,\\
w = e_{31}x_i + e_{32}y_i + e_{33}z_i + c.
\end{gathered}
\tag{2.1}
$$

Уравнения (2.1) представляют собой линейную зависимость между компонентами двух векторов — радиуса-вектора $\bar{R}(x, y, z)$ $i$-го пункта геодезической сети и соответствующего вектора смещения $\bar{r}(u, v, w)$. В этом случае совокупность коэффициентов $e_{ij}$ будет тензором второго ранга в пространстве $L_3$.

Очевидно, что для определения коэффициентов $e_{ij}$ необходимо иметь минимум двенадцать уравнений. Поскольку для одного пункта можно составить только три уравнения, то для определения всех коэффициентов необходима геодезическая сеть, состоящая минимум из четырех пунктов, т. е. конечный элемент в виде тетраэдра, не считая пункта, принятого за начало координат.

Из решения системы уравнений (2.1) определяется система девяти коэффициентов $e_{ij}$ ($i, j = 1, 2, 3$), которую для удобства представим в виде матрицы

$$\| T_{ij} \| = \begin{Vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{Vmatrix} \tag{2.2}$$

Из формул (2.1) видно, что частные производные смещений по координатам дают коэффициенты $e_{ij}$ при соответствующих координатах

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} = e_{11};\ \frac{\partial u^*}{\partial y} = e_{12};\ \frac{\partial v^*}{\partial x} = e_{21} \text{ и т. д.} \tag{2.3}$$

Матрица $\|T_{ij}\|$ является тензором частных производных смещений по осям координат, однако необходимо отметить, что смещения $u^*$, $v^*$ и $w^*$ носят условный характер, так как они сами определяются через компоненты $e_{ij}$. Полученный таким образом тензор $\|T_{ij}\|$ для определенности будем относить к центру тяжести пространственных геометрических фигур, составленных этими пунктами.

Согласно принципу Коши — Гельмгольца, любое движение деформируемой среды в любой момент времени можно описать наложением параллельного переноса, определяемого вектором $\bar{v} \cdot \Delta t$ ($\bar{v}$ — вектор скорости), вращательного движения и чистой деформации. Тензор $\|T_{ij}\|$ описывает одновременно вращение и чистую деформацию, стало быть, он не симметричный. Поэтому прежде всего необходимо выполнить операцию симметрирования и альтернирования, т. е. получить его симметричную и кососимметричную части.

Заметим, что в общем случае операция симметрирования выполняется с помощью перестановки пары индексов и последующего сложения полученного тензора с исходным. В результате получается симметричный относительно принятой пары индексов тензор. Альтернирование заключается в операции переста-

новки пары индексов и последующего вычитания полученного тензора из исходного, при этом образуется антисимметричный тензор относительно принятой пары индексов (Акивас, Гольдберг, 1969; Борисенко, Тарапов, 1966). Выделим из $\|T_{ij}\|$ симметричную и кососимметричную его части. Как было отмечено,

$$\|T_{ij}\| = \|a_{ij} + \omega_{ij}\|, \tag{2.4}$$

где

$$a_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} + e_{ji}) \text{ и } \omega_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} - e_{ji}) \tag{2.5}$$

представляют собой компоненты симметричного и кососимметричного тензоров соответственно. Выполняя операцию (2.5) с компонентами матрицы (2.2), получим

$$\|a_{ij}\| = \begin{Vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12}+e_{21}}{2} & \frac{e_{13}+e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21}+e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23}+e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}+e_{13}}{2} & \frac{e_{32}+e_{23}}{2} & e_{33} \end{Vmatrix} \tag{2.6}$$

$$\|\omega_{ij}\| = \begin{Vmatrix} 0 & \frac{e_{12}-e_{21}}{2} & \frac{e_{13}-e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21}-e_{12}}{2} & 0 & \frac{e_{23}-e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}-e_{13}}{2} & \frac{e_{32}-e_{23}}{2} & 0 \end{Vmatrix}$$

Изменения метрических свойств (длин и углов), т. е. чистая деформация области, включающей в себя принятые в обработку пункты, по смещениям которых рассчитываются компоненты тензора $\|T_{ij}\|$, определяются только симметричным тензором $\|a_{ij}\|$. Кососимметричный же тензор $\|\omega_{ij}\|$ не влияет на изменение метрических свойств области, а определяет ее вращение как абсолютно твердого тела (Сокольников, 1971).

Удвоенные компоненты кососимметричного тензора с точностью до множителя $\mathscr{E}_{kij}$ ($\mathscr{E}_{kij}$ — кососимметричные символы Кронекера, принимающие значения $+1$ или $-1$) совпадают с компонентами вектора $\mathrm{rot}\bar{r}^*$ по осям координат

$$\mathrm{rot}_x \bar{r}^* = \frac{\partial w^*}{\partial y} - \frac{\partial v^*}{\partial z} = e_{32} - e_{23},$$

$$\mathrm{rot}_y \bar{r}^* = \frac{\partial u^*}{\partial z} - \frac{\partial w^*}{\partial x} = e_{13} - e_{31},$$

$$\mathrm{rot}_z \bar{r}^* = \frac{\partial v^*}{\partial x} - \frac{\partial u^*}{\partial y} = e_{21} - e_{12}.$$

Вектор $\bar{r}^*$ из наблюдений не определяется, а получается из обработки. Его компоненты $u^*$, $v^*$, $w^*$ таковы, что

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} = e_{11};\ \frac{\partial v^*}{\partial y} = e_{22},\ \frac{\partial w^*}{\partial z} = e_{33}.$$

Определим главные или собственные значения симметричного тензора $\|a_{ij}\|$, они и будут главными значениями деформации. Для этого надо решить характеристическое уравнение

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} - \lambda & \frac{e_{33} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0, \tag{2.7}$$

третьей степени относительно $\lambda$.

Поскольку тензор $\|a_{ij}\|$ симметричен и отнесен к ортогональной системе координат, корни уравнения (2.7) будут вещественными числами.

Разворачивая определитель (2.7), найдем $\lambda^3 - I_1\lambda^2 + I_2\lambda - I_3 = 0$, где $I_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33}$;

$$I_2 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & e_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{32} + e_{23}}{2} & e_{33} \end{vmatrix} \tag{2.8}$$

$$I_3 = \begin{vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} & \frac{e_{13} + e_{31}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & e_{22} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31} + e_{13}}{2} & \frac{e_{23} + e_{32}}{2} & e_{33} \end{vmatrix}$$

Левая часть кубического уравнения не зависит от выбора системы координат, как не зависят и корни этого уравнения скаляры $\lambda_1$, $\lambda_2$, $\lambda_3$. Коэффициенты уравнения, согласно теореме Виетта, равны

$$I_1 = (\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3);\ I_2 = (\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_1\lambda_3 + \lambda_2 \cdot \lambda_3);\ I_3 = (\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3)$$

и также не зависят от координатной системы, т. е. являются инвариантами тензора деформации $\|a_{ij}\|$.

Итак, из решения уравнения (2.8) определяются главные значения деформации $\lambda_1$, $\lambda_2$, $\lambda_3$. При этом могут представиться три случая (Акивис, Гольдберг, 1969).

I. $\lambda_1 \neq \lambda_2 \neq \lambda_3$. Такому соотношению корней уравнения будет соответствовать единственная система главных значений деформации, состоящая из трех взаимно ортогональных направлений.

II. $\lambda_1 \neq \lambda_2$, но $\lambda_2 = \lambda_3$. В таком случае два главных направления определяются любыми двумя взаимно ортогональными направлениями, перпендикулярными первому.

III. $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$. В этом случае любое направление тензора $\|a_{ij}\|$ будет главным направлением деформации, т. е. тензор будет шаровой.

Если обозначить через $\overline{A}$, $\overline{B}$, $\overline{C}$ векторы, определяющие главные направления тензора $\|a_{ij}\|$, то компоненты каждого из векторов будут удовлетворять системе трех однородных уравнений при различных значениях $\lambda$, в частности, для вектора $A$ по матрице (2.6) получим

$$\begin{aligned}
&(e_{11} - \lambda_1) A_x + \frac{1}{2}(e_{12} + e_{21}) A_y + \frac{1}{2}(e_{13} + e_{31}) A_z = 0, \\
&\frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) A_x + (e_{22} - \lambda_1) A_y + \frac{1}{2}(e_{23} + e_{32}) A_z = 0, \\
&\frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) A_x + \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) A_y + (e_{33} - \lambda_1) A_z = 0.
\end{aligned} \tag{2.9}$$

Из решения системы уравнений (2.9) при различных $\lambda$ определятся компоненты векторов $\overline{A}$, $\overline{B}$, $\overline{C}$ и их направления, т. е. направления главных осей деформации. К примеру, направление первой главной оси однозначно определится из следующих равенств:

$$\begin{aligned}
\frac{A_x}{\begin{vmatrix} (e_{22} - \lambda_1)\frac{1}{2} & (e_{23} + e_{32}) \\ \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) & (e_{33} - \lambda_1) \end{vmatrix}} &= \frac{A_y}{\begin{vmatrix} \frac{1}{2}(e_{23} + e_{32}) & \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) \\ (e_{33} - \lambda_1) & \frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) \end{vmatrix}} = \\
&= \frac{A_z}{\begin{vmatrix} \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12}) & (e_{22} - \lambda_1) \\ \frac{1}{2}(e_{31} + e_{13}) & \frac{1}{2}(e_{32} + e_{23}) \end{vmatrix}}
\end{aligned} \tag{2.10}$$

Отсюда, например, направление проекции вектора $\overline{A}$ на плоскость $xoy$ вычислится из соотношения

$$\varphi_{12} = \operatorname{arctg} \frac{\frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{31} + e_{13}) - \frac{1}{2}(e_{21} + e_{12})(e_{33} - \lambda_1)}{(e_{22} - \lambda_1)(e_{33} - \lambda_1) - \frac{1}{4}(e_{23} + e_{32})(e_{32} + e_{23})}. \tag{2.11}$$

Поскольку тензор $\|a_{ij}\|$ симметричный, он содержит только шесть независимых компонент, три из которых $e_{11}$, $e_{22}$, $e_{33}$ определяют относительное удлинение области вдоль осей $x$, $y$, $z$ соответственно и называются линейными компонентами деформации. Остальные три, состоящие из полусумм компонент общей матрицы $\|T_{ij}\|$, называются сдвиговыми компонентами этого тензора (Сокольников, 1971; и др.).

Определим угловые компоненты деформации, характеризующие искажение прямых углов между направлениями, параллельными соответствующим осям координат, $e_{xy}$, $e_{yz}$, $e_{zx}$. Так как в общем случае

$$e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \quad e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}, \quad e_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \quad (2.12)$$

то из матрицы (2.6) найдутся

$$e_{xy} = e_{12} + e_{21}, \; e_{yz} = e_{23} + e_{32}, \; e_{zx} = e_{13} + e_{31}. \quad (2.13)$$

Относительное изменение элементов объема в каждой области, для которой из обработки геодезических наблюдений получен тензор $\|T_{ij}\|$, а следовательно, и $\|a_{ij}\|$, определяется следующим соотношением:

$$\frac{V - V_0}{V_0} = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \Theta, \quad (2.14)$$

где $V_0$ — объем элемента данной области до деформации, $V$ — объем того же элемента после деформации. Величина, стоящая в левой части уравнения (2.14), выражает собой изменение объема на единицу объема, которую называют объемной дилатацией или коэффициентом объемного расширения. Ее значение равно следу тензора $\|a_{ij}\|$, т. е. тензору нулевой валентности, полученному при свертывании двувалентного тензора деформации (Акивис, Гольдберг, 1969)

$$\Theta = \Sigma e_{ij} = Spa_{ij} \; (i = 1, 2, 3). \quad (2.15)$$

Скалярное поле, описываемое формулами (2.14) или (2.15), есть не что иное, как дивергенция некоторого векторного поля $\bar{r}^*$ $(u^*, v^*, w^*)$, частные производные компонентов которого по осям $x$, $y$, $z$, равны коэффициентам $e_{11}$, $e_{22}$, $e_{33}$, полученным из решения уравнений системы (2.1), т. е.

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} = e_{11}, \quad \frac{\partial v^*}{\partial y} = e_{22}, \quad \frac{\partial w^*}{\partial z} = e_{33}, \quad (2.16)$$

$$e_{11} + e_{22} + e_{33} = \mathrm{div}\bar{r}^*.$$

Определенным типам деформации земной коры будут соответствовать положительные или отрицательные значения дивер-

генции этого векторного поля. При $\operatorname{div} \bar{r}^* > 0$ будет наблюдаться расширение района, при $\operatorname{div} \bar{r}^* < 0$ — сжатие, если же $\operatorname{div} \bar{r}^* = 0$, то подобное поле должно являться вихрем некоторого другого векторного поля $\bar{P}$ (Акивис, Гольдберг, 1969),

$$\bar{r}^* = \operatorname{rot} \bar{P},$$

называемого векторным потенциалом поля $\bar{r}^*$. В этом случае в прямоугольной системе координат компоненты вектора $r^*$ ($u^*$, $v^*$, $w^*$) будут иметь следующий вид:

$$u^* = \frac{\partial P_z}{\partial y} - \frac{\partial P_y}{\partial z}, \quad v^* = \frac{\partial P_x}{\partial z} - \frac{\partial P_z}{\partial x},$$

$$w^* = \frac{\partial P_y}{\partial x} - \frac{\partial P_x}{\partial y}.$$

Векторный потенциал для ограниченных пространств можно определить с точностью до градиента произвольной функции $f$ при дополнительных условиях относительно производных $\frac{\partial u^*}{\partial x}$, $\frac{\partial v^*}{\partial y}$, $\frac{\partial w^*}{\partial z}$ и др.

Следует заметить, что ротационные движения являются, видимо, одним из существенных факторов динамики земной коры регионального и локального характера. Так, анализируя голоценовые и послекайнозойские движения по расположению океанических хребтов и зон современного горизонтального сжатия в альпийских складчатых поясах, Н. Павони (Pavoni, 1971) наметил два центра региональной ротации — в центральной части Тихого океана и в Центральной Африке. Л. Бендефи (Bendefy, 1969) установил интенсивность и характер вращательных движений на относительно небольшой территории в районе Будапешта. На основе изменения широты разных обсерваторий Ч. А. Уиттен (Whitten, 1970) не исключает возможного вращения Азии, Европы и Северной Америки со средней годовой скоростью $3{,}2 \div 4'',1 \cdot 10^{-4}$ в год. Не исключено также, что отклонение меридиональных сторон египетских пирамид на 4 мин к западу от истинного направления меридиана вызвано вращением Сахарской плиты в связи с развитием рифта Красного моря (Pawly, Abrachamsen, 1973). Вращение возможно на сочленении Туранской плиты с Тяньшаньским орогеном (Мавлянов, Ишмухамедов, 1972), астрономические данные не противоречат представлениям о вращении Сибирской платформы (Есиков, Панкрушин, 1969). В докладе С. И. Субботина (Иванов, Адамович, 1973) высказано представление о поступательно-вращательных движениях блоков тектоносферы, приводящих к современным вертикальным и горизонтальным движениям земной коры. Возможно, что современные движения являются след-

ствием вихревых систем литосферы, существующих в настоящее время (Слензак, 1972).

Тензору $\|a_{ij},\|$, выделенному из $\|T_{ij}\|$ посредством операции (2.5), можно дать геометрическую интерпретацию с помощью характеристической поверхности второго порядка

$$a_{ij}x_ix_j = 1. \tag{2.17}$$

Как видно, тензорная поверхность будет с центром симметрии в начале координат. Если главные значения деформации $\lambda_1$, $\lambda_2$, $\lambda_3$ окажутся положительными, то эта поверхность будет эллипсоидом, а $1/\sqrt{\lambda_1}$, $1/\sqrt{\lambda_2}$, $1/\sqrt{\lambda_3}$ — отрезками, отсекаемыми на главных осях деформации тензорной поверхностью. При $\lambda_1 = \lambda_2$ поверхность превращается в эллипсоид вращения, а при $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$ — в шар.

Если два из чисел $\lambda_i$ положительные, а одно отрицательное, характеристическая поверхность будет однополостным гиперболоидом, если же одно из них положительно, а два отрицательные, то поверхность будет двуполостным гиперболоидом, и, наконец, если все три корня уравнения (2.7) окажутся отрицательными характеристическая поверхность будет мнимым эллипсоидом.

Рассмотрим теперь формулу (2.6) — кососимметрический тензор $\|\omega_{ij}\|$, компоненты которого $\omega_{ij} = -\omega_{ji}$, а $\omega_{ii} = 0$. Как было отмечено, он порождает малый поворот области как абсолютно твердого тела вокруг оси, определяемой $\overline{\omega} = \omega_k \overline{e}_k$, $(k = 1, 2, 3)$, где $\overline{e}_k$ — орт определяемой оси, а

$$\omega_k = -\frac{1}{2}\varepsilon_{kij}\omega_{ij}, \tag{2.18}$$

здесь $\varepsilon_{kij}$ — кососимметричные символы Кронекера.

Используя компоненты тензора (2.6), можно получить

$$\omega_{xoy} = \frac{1}{2}\left(\frac{e_{21} - e_{12}}{2}\right),\quad \omega_{xoz} = \frac{1}{2}\left(\frac{e_{13} - e_{31}}{2}\right),\quad \omega_{yoz} = \frac{1}{2}\left(\frac{e_{32} - e_{23}}{2}\right), \tag{2.19}$$

где $\omega_{xoy}$, $\omega_{xoz}$, $\omega_{yoz}$ — углы поворота соответственно в плоскостях $xoy$, $xoz$, $yoz$ вокруг осей $z$, $y$, $x$.

Мы рассмотрели случай, когда компоненты тензора $\|T_{ij}\|$ вычисляются по минимально необходимому числу пунктов (тетраэдр). При большем числе пунктов в геодезической сети будет требоваться применение способа наименьших квадратов. Эту методику мы рассмотрим ниже на примере двумерного пространства.

В заключение раздела отметим, что тензор чистой деформации можно разделить на изотропную и девиаторную части.

Это свойство особенно важно при рассмотрении изотропных сред, так как по закону Гука, девиаторные деформации пропорциональны девиаторным напряжениям, а изотропные деформации — изотропным напряжениям. Изотропная часть тензора деформации, называемая иногда октаэдрической или средней нормальной деформацией, представляет собой рассмотренную выше чистую дилатацию. Девиаторная часть — чисто сдвиговая деформация без изменения объема — важна в теории пластичности, где изменения объема не рассматриваются, так как коэффициент Пуассона принимается равным 0,5.

## § 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ ИЗ НАБЛЮДЕНИЙ ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ПУНКТОВ

Состояние деформации, при котором одна из главных деформаций равна нулю, называют плоской деформацией. Подобное состояние можно предполагать при анализе горизонтальных компонент современных движений земной коры, которые сейчас, как правило, представляют в виде векторных схем относительного смещения пунктов.

Полагая, как и в случае $L_3$, что деформация носит однородный характер для участка с тремя или более соседними пунктами, можно записать систему уравнений следующего вида:

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a,\ v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b. \qquad (2.20)$$

Разобьем рассматриваемую область с $N$ триангуляционными или трилатерационными пунктами на части, содержащие по три пункта. Для каждого пункта такой группы можно составить уравнения вида (2.20). Для большей детальности группы точек можно формировать из двух предыдущих, уже ранее включенных в одну из групп, и одной последующей (случай простого разбиения), либо из одной предыдущей и двух последующих (скользящее разбиение). В первом случае будет получено $K = (N - 2)$, а во втором, при $N$ четном, $K = N/2 - 1$ и при $N$ нечетном $K = (N + 1)/2 - 1$ систем по шесть уравнений вида (2.20) в каждой. Из решения этих систем будет получено $K$ величин, каждая из которых представляет собой тензор второго ранга на плоскости с матрицей из четырех компонент

$$\| T_{ij} \| = \begin{Vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{Vmatrix} \qquad (2.21)$$

Таким образом, поле векторов смещений, полученное из наблюдений планового положения пунктов геодезической сети, определяет собой плоское поле деформаций, которое, как и в

случае $L_3$, будем относить для определенности к центрам плоских геометрических фигур, вершинами которых являются взятые в обработку пункты

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i, \quad \bar{y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} y_i. \tag{2.22}$$

В частности, для треугольника в формулах (2.22) $n = 3$.

В общем случае для определения компонент тензора $\|T_{ij}\|$ можно принимать $n > 3$ точек. Очевидно, что тогда будет получена переопределенная система уравнений (2.20), и для вычисления компонент надо использовать способ наименьших квадратов.

Используя формулы (2.4) и (2.5), матрицу симметричного тензора, описывающего чистую деформацию в случае $L_2$, получим в следующем виде:

$$\|a_{ij}\| = \begin{Vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12}+e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21}+e_{12}}{2} & e_{22} \end{Vmatrix} \tag{2.23}$$

а матрицу кососимметричного тензора, определяющего поворот, — в виде

$$\|\omega_{ij}\| = \begin{Vmatrix} 0 & \frac{e_{12}-e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21}-e_{12}}{2} & 0 \end{Vmatrix} \tag{2.24}$$

В пространстве $L_2$ корни характеристического уравнения найдутся из определителя

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \mathrm{E} & \frac{e_{12}+e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21}+e_{12}}{2} & e_{22} - \mathrm{E} \end{vmatrix} = 0. \tag{2.25}$$

Решая характеристические уравнения (2.25) для каждой группы точек и обозначая корни уравнения через $\mathrm{E}_1$ и $\mathrm{E}_2$, получим

$$\mathrm{E}_1 = \frac{e_{11}+e_{22}}{2} + \sqrt{\frac{(e_{11}-e_{22})^2 + (e_{12}+e_{21})^2}{4}}, \tag{2.26}$$

— максимальное растяжение

$$E_2 = \frac{e_{11}+e_{22}}{2} - \sqrt{\frac{(e_{11}-e_{22})^2 + (e_{12}+e_{21})^2}{4}} \tag{2.27}$$

— минимальное растяжение

или

$$E_1 = \rho + \frac{\gamma_m}{2}; \quad E_2 = \rho - \frac{\gamma_m}{2},$$

где $\rho = \frac{e_{11} + e_{22}}{2}$, $\gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{1/2}$, $\gamma_1 = (e_{11} - e_{22})$,

$$\gamma_2 = (e_{12} + e_{21}).$$

Величины $\rho$ и $\gamma_m$ характеризуют соответственно среднее расширение и максимальный сдвиг района с группой $n$ точек; $\gamma_1$ и $\gamma_2$ — компоненты сдвига. Ориентация главных осей чистой деформации полностью определяется углами $\varphi_i$, которые составляют оси максимальных растяжений $E_1$ с осью начальной системы координат, и находится из уравнения

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{e_{12} + e_{21}}{e_{11} - e_{22}}, \quad \varphi = \frac{1}{2} \operatorname{arctg}\left(\frac{\gamma_2}{\gamma_1}\right). \tag{2.28}$$

Вращение района определится из кососимметричного тензора (2.24)

$$\omega = \frac{1}{2}(e_{12} - e_{21}). \tag{2.29}$$

Приведем формулы для определения компонент тензоров в пространстве $L_2$ при различных способах обработки поля смещений.

I. Если компоненты тензора $\|T_{ij}\|$ определяются по трем пунктам, то, согласно формулам (2.20) для любого треугольника, можно записать систему, состоящую из шести уравнений

$$u_i = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a, \; v_i = e_{21}x_i + e_{22}y_j + b. \tag{2.30}$$

Обозначим определитель системы (2.30) через $|Д_3|$, тогда получим

$$e_{ij} = \frac{|Д_{ij}|}{|Д_3|}, \quad |Д_3| = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \tag{2.31}$$

где определители $|Д_{ij}|$ получены из определителя системы $|Д_3|$ заменой столбца, составленного из коэффициентов при определяемом неизвестном, столбцом, составленным из свободных членов $u_i$ или $v_i$.

II. При определении компонент тензоров по $n$ пунктам ($n > 3$) система уравнений (2.20), как уже отмечалось, оказывается переопределенной. В этом случае компоненты $e_{ij}$ необходимо подобрать так, чтобы выполнилось условие

$$\sum_{i=1}^{n} \{[u_i - f(x, y, e_{ij}, a)]^2 + [v_i - \varphi(x, y, e_{ij}, b)]^2\} = \min. \tag{2.32}$$

В формуле (2.32) через $f$ и $\varphi$ обозначены левые участки уравнений (2.30). Составляя и решая систему нормальных уравнений по известным правилам, найдем:

$$e_{11}=\frac{\begin{vmatrix}\sum x_iu_i & \sum x_iy_i & \sum x_i\\ \sum y_iu_i & \sum y_i^2 & \sum y_i\\ \sum u_i & \sum y_i & n\end{vmatrix}}{|\Delta_n|}\quad e_{12}=\frac{\begin{vmatrix}\sum x_i^2 & \sum x_iu_i & \sum x_i\\ \sum x_iy_i & \sum y_iu_i & \sum y_i\\ \sum x_i & \sum u_i & n\end{vmatrix}}{|\Delta_n|}\qquad(2.33)$$

$$e_{21}=\frac{\begin{vmatrix}\sum x_iv_i & \sum x_iy_i & \sum x_i\\ \sum y_iv_i & \sum y_i^2 & \sum y_i\\ \sum v_i & \sum y_i & n\end{vmatrix}}{|\Delta_n|}\quad e_{22}=\frac{\begin{vmatrix}\sum x_i^2 & \sum x_iv_i & \sum x_i\\ \sum x_iy_i & \sum y_iv_i & \sum y_i\\ \sum x_i & \sum v_i & n\end{vmatrix}}{|\Delta_n|}$$

где

$$|\Delta_n|=\begin{vmatrix}\sum x_i^2 & \sum x_iy_i & \sum x_i\\ \sum x_iy_i & \sum y_i^2 & \sum y_i\\ \sum x_i & \sum y_i & n\end{vmatrix}$$ — определители системы.

Таким образом, используя теорию малых деформаций, метод конечных элементов и модель локально-однородного деформирования, по данным о современных горизонтальных движениях земной коры, отдельным участкам земной поверхности рассматриваемой области, можно поставить в соответствие тензор второго ранга, т. е. задать тензорное поле второй валентности, анализ которого позволит выявить пространственную структуру деформаций земной поверхности и, стало быть, получить новую информацию о кинематике земной коры.

Аналогичным образом можно выполнить анализ деформаций поверхности и по данным повторных нивелировок. Карты изолиний одинаковой скорости можно рассматривать как трехмерное пространство ($L_3'$), когда смещения по осям $x$ и $y$ равны нулю, а отдельные профили нивелировок — как двумерное пространство ($L_2'$), когда смещения реперов вдоль по линии нивелирования равны нулю.

Как отмечено, при определении тензорного поля деформаций земной коры оно предполагалось локально-однородным, таким, тензор которого менялся только от центра к центру геометрических фигур сети. Связь поля со временем не вводилась. Такое поле называют стационарным (Акивис, Гольдберг, 1969). Если же тензор поля зависит не только от положения фигуры в пространстве, но и от времени, как это и подтверждают данные о современных движениях коры, то поле будем называть нестационарным. Следовательно, компоненты нестационарного

поля будут функциями координат центров фигур и времени

$$e_{ij} = e_{ij}(x,\ y,\ z,\ t). \tag{2.34}$$

Заметим, что понятие стационарного и нестационарного тензорных полей в некоторой степени отличается от подобных понятий, введенных в теории случайных процессов.

Скорость изменения поля деформаций во времени можно описать частными производными $\frac{\partial e_{ij}}{\partial t}$, которые, как нетрудно видеть, снова образуют тензорное поле той же валентности, что и исходное поле.

Таким образом, если имеются многократные повторные наблюдения какой-либо геодезической сети, то анализ тензорного поля частных производных позволит выявить и временную структуру деформаций земной поверхности.

Слабые стороны двумерной модели в различных геолого-геофизических исследованиях хорошо известны. Тем не менее использование хотя и несовершенных количественных характеристик деформации земной коры может служить существенным дополнением к обычно практикуемым векторным схемам.

Имея простой физический смысл, компоненты деформации земной поверхности могут использоваться при проведении сравнительного анализа движений в различных районах, облегчат поиск статистических корреляций с геологическими и сейсмическими характеристиками, а качественное рассмотрение подобных корреляций поможет выяснить физический смысл различных эмпирических соотношений.

## § 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ДЕФОРМАЦИЙ И ОРИЕНТИРОВКИ ИХ ОСЕЙ БЕЗ ВЫЧИСЛЕНИЯ КООРДИНАТ ПУНКТОВ

В предыдущем разделе при определении компонент деформации предполагалось, что в начальную и повторную эпохи наблюдений вычислялись координаты пунктов геодезических сетей и тем самым определялись векторы смещений пунктов относительно начала координат. Однако главные значения деформации и направление их осей могут быть определены и без вычисления координат. Воспользуемся для этого известным в практике способом розетки (Беляев, 1976; Мейз, 1974).

Пусть выполнены двукратные определения длины линии $AB$ (рис. 2.1, *б*) и пусть $u$ и $v$ не известные нам перемещения по главным осям, обозначенным через $x$ и $y$. Из рисунка видно, что разность отрезков $A'B'$ и $AB$, т. е. абсолютное приращение длины $AB$ в период между повторными наблюдениями равно

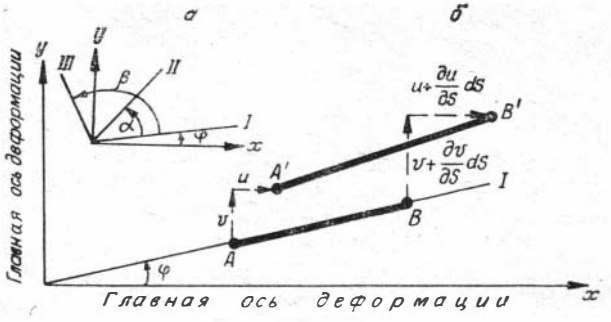



*Рис. 2.1.* Определение главных значений деформации без вычисления координат пунктов.

$\frac{\partial u}{\partial s} ds \cos\varphi + \frac{\partial v}{\partial s} ds \sin\varphi$. Тогда относительное удлинение вдоль оси I линии $AB$ будет

$$E_I = \frac{\partial u}{\partial s} \cos\varphi + \frac{\partial v}{\partial s} \sin\varphi.$$

Учитывая, что $\frac{\partial u}{\partial s} = \frac{\partial u}{\partial x} \cos\varphi$ и $\frac{\partial v}{\partial s} = \frac{\partial v}{\partial x} \sin\varphi$, получим для трех направлений соответственно (рис. 2.1, *а*)

$$\begin{aligned} E_I &= e_x \cos^2\varphi + e_y \sin^2\varphi, \\ E_{II} &= e_x \cos^2(\varphi + \alpha) + e_y \sin^2(\varphi + \alpha), \\ E_{III} &= e_x \cos^2(\varphi + \beta) + e_y \sin^2(\varphi + \beta), \end{aligned} \tag{2.35}$$

где $e_x$ и $e_y$ — главные деформации; $\varphi$ — угол I направления относительно одной из главных осей; $\alpha$ и $\beta$ — углы II и III направлений от первого.

Таким образом, из системы уравнений (2.35) при известных углах $\alpha$ и $\beta$ по данным относительных удлинений трех сторон могут быть определены значения главных деформаций и направления их осей без вычисления координат пунктов $A$, $B$ и $C$.

Если между направлениями розетки углы построить равными 45°, то после преобразования формул (2.35) получим (Феодосьев, 1975):

$$e_x = \frac{E_I + E_{II}}{2} + \frac{1}{2}\sqrt{(E_I - E_{III})^2 + (E_I - 2E_{II} + E_{III})^2},$$

$$e_y = \frac{E_I + E_{II}}{2} - \frac{1}{2}\sqrt{(E_I - E_{III})^2 + (E_I - 2E_{II} + E_{III})^2},$$

$$\varphi = \frac{1}{2}\operatorname{arctg}\left(\frac{E_I - 2E_{II} + E_{III}}{E_I - E_{III}}\right).$$

Подобным образом можно найти рассматриваемые величины на основе повторных наблюдений трилатерации, линейных засечек и триангуляции. Однако в практике геодезических наблюдений число направлений на пунктах сети, как правило, больше трех. Тогда, очевидно, система уравнений вида (2.35) будет переопределена, и для определения компонент $e_x$, $e_y$ и $\varphi$ необходимо использовать метод наименьших квадратов.

## § 4. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Рассмотрим теперь, как деформируется горизонтальный разрез земной коры под действием только ее вертикальных перемещений.

Пусть в плоскости $xoy$, совпадающей с плоскостью горизонта (на небольшом участке это может быть поверхность геоида или поверхность выравнивания, используемая геоморфологами при анализе новейших движений), расположен прямоугольный треугольник $M_1M_2M_3$ (рис. 2.2). Тогда можно записать

$$\overline{R}'_i = \overline{R}_i + \overline{H}_i, \tag{2.36}$$

где $\overline{R}_i$ — радиусы-векторы вершин исходного плоского горизонтального треугольника $M_1M_2M_3$; $\overline{H}_i$ — перемещения его вершин и $\overline{R}'_i$ — радиусы-векторы вершин треугольника $M'_1M'_2M'_3$, построенного после перемещения узлов в вертикальном направлении.

Из рисунка видно, что

$$\overline{T}_{12} = \overline{R}'_1 - \overline{R}'_2,$$
$$\overline{T}_{23} = \overline{R}'_3 - \overline{R}'_2. \tag{2.37}$$

Определим, как в результате подобных перемещений узлов элемента $M_1M_2M_3$ на величины $H_1$, $H_2$, $H_3$ соответственно исказится бывший прямой угол в горизонтальной

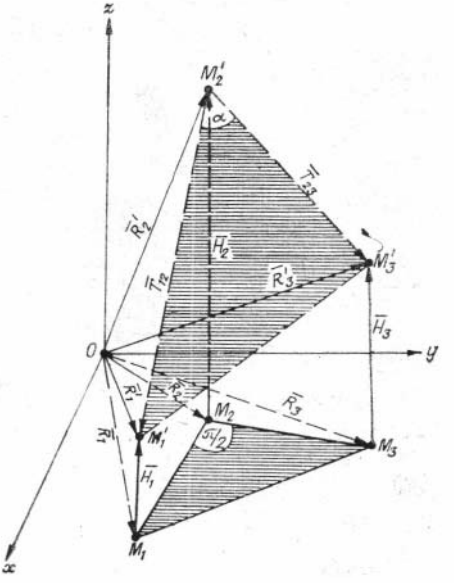



*Рис. 2.2.* Деформация горизонтального разреза земной коры от вертикальных перемещений.

плоскости, полагая, как и в предыдущих разделах, деформацию элемента однородной. Используем для этого скалярное произведение векторов $\overline{T}_{12}$ и $\overline{T}_{23}$:

$$\overline{T}_{12} \cdot \overline{T}_{23} = |\overline{T}_{12}|\ |\overline{T}_{23}|\ \cos\alpha, \tag{2.38}$$

откуда по известным правилам получим

$$\cos\alpha = \frac{T^x_{12} \cdot T^x_{23} + T^y_{12} \cdot T^y_{23} + T^z_{12} \cdot T^z_{23}}{|\overline{T}_{12}| \cdot |\overline{T}_{23}|}, \tag{2.39}$$

где в числителе стоит сумма произведений проекций векторов $\overline{T}_{12}$ и $\overline{T}_{23}$ на соответствующие оси координат. Но так как

$$\overline{R}'_1 = \overline{R}_1 + \overline{H}_1, \quad \overline{R}'_2 = \overline{R}_2 + \overline{H}_2 \quad \overline{R}'_3 = \overline{R}_3 + \overline{H}_3,$$

то $\overline{T}_{12} = (\overline{R}_1 + \overline{H}_1) - (\overline{R}_2 + \overline{H}_2)$, $\overline{T}_{23} = (\overline{R}_3 + \overline{H}_3) - (\overline{R}_2 + \overline{H}_2)$.

Учитывая, что $\overline{R}_i = \overline{R}_i(x_i, y_i, 0)$, $i = 1, 2, 3$,

$$\overline{H}_i = \overline{H}_i(0, 0, H_i), \ i = 1, 2, 3,$$

а также формулу (2.39), найдем

$$\cos\alpha = \frac{(x_1 - x_2)(x_3 - x_2) + (y_1 - y_2)(y_3 - y_2) + (H_1 - H_2)(H_3 - H_2)}{\sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (H_1 - H_2)^2} \times \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + (H_3 - H_2)^2}}. \tag{2.40}$$

Тогда изменение исходного прямого угла будет равно

$$\gamma = \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right) \approx \frac{\pi}{2} - \alpha. \tag{2.41}$$

Для определения искажения площади исходного треугольника воспользуемся векторным произведением

$$S' = \frac{1}{2}|\overline{T}_{12}| \cdot |\overline{T}_{23}| \sin\alpha = \frac{\sin\alpha}{2}\sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (H_1 - H_2)^2} \times \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + (H_3 - H_2)^2}. \tag{2.42}$$

Тогда относительное изменение площади будет равно $\Theta = \frac{S' - S^0}{S^0}$, где

$$S^0 = -\frac{1}{2}[x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)] \tag{2.43}$$

— площадь исходного треугольника.

При обработке картографического материала, например, топографического рельефа или схем новейших движений относительно каких-либо горизонтов, приведенные формулы можно упростить, располагая катеты исходного равнобедренного прямоугольного треугольника $M_1M_2M_3$ параллельно осям координат стандартного направления (север — юг). Это позволит представить исходный материал в виде матриц, удобных для обработки на ЭВМ.

Если обозначить через $a$ длину катета исходного треугольника (см. рис. 2.2) и учесть, что $y_1 = y_2$, $x_2 = x_3$, $x_1 - x_2 = a$, $y_2 - y_3 = a$, $y_1 - y_2 = 0$, $x_2 - x_3 = 0$, $x_1 - x_3 = a$; $y_3 - y_2 = a$, то после простых преобразований получим

$$\cos\alpha = \frac{(H_1 - H_3)\cdot(H_3 - H_2)}{\sqrt{a^2 + (H_1 - H_2)^2}\cdot\sqrt{a^2 + (H_3 - H_2)^2}}, \quad \gamma = \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right), \quad \Theta = \frac{\sin\alpha\sqrt{a^2 + (H_1 - H_2)^2}\cdot\sqrt{a^2 + (H_3 - H_2)^2}}{a^2} - 1.$$

Таким образом, полученные величины $\gamma$ и $\Theta$ характеризуют собой степень деформированности горизонтального разреза в результате учета только его вертикальных перемещений.

## Глава 3

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ

### § 1. КОМПОНЕНТЫ ДЕФОРМАЦИИ ТРЕУГОЛЬНОГО ЭЛЕМЕНТА В ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

Вертикальные движения земной коры мы также рассматриваем как суперпозицию параллельного переноса участков коры и чистой деформации. Последняя, что уже отмечалось в предыдущих разделах, характеризуется двумя компонентами — сдвиговой деформацией, описывающей изменение формы, и изменением объема или площади, т. е. всем тензором деформации, который вводится путем сравнения состояния конечного элемента в текущий момент времени («актуальное состояние») с состоянием в исходный момент времени («начальное состояние»).

При анализе вертикальных движений за «начальное состояние» также можно принимать симплексные конечные элемен-

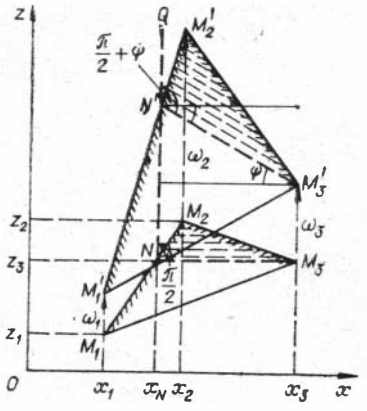



*Рис. 3.1.* Определение сдвиговой компоненты деформации и дилатации вертикального разреза земной коры. $M_1$, $M_2$, $M_3$ — положение вершин треугольника в начальную эпоху наблюдений; $M_1'$, $M_2'$, $M_3'$ — их положение после смещения на $w_1$, $w_2$, $w_3$ соответственно.

ты, соответствующие первоначальной эпохе нивелирования, и по отношению к ним определять состояния в последующие эпохи наблюдений — «актуальные состояния» (рис. 3.1). Ниже эти понятия будут употребляться без кавычек. В настоящем разделе рассматриваются компоненты деформации, обусловленные вертикальными движениями треугольного элемента, расположенного в вертикальной плоскости.

Обозначим через $w_i$ ($i = 1, 2, 3, \ldots, n$) смещения вершин фигуры, расположенной в вертикальной плоскости, а через $x$ и $z$ проекции их расстояний на ось $x$, направленную вдоль прямолинейного профиля нивелирования, и на ось $z$, направленную в зенит на исходном пункте. Тогда для элемента с $n$ вершинами можно записать следующую систему уравнений:

$$w_i = \gamma x_i + \Theta y_i + c \quad (i = 1, 2, 3, \ldots, n), \tag{3.1}$$

где $\gamma$, $\Theta$ и $c$ — определяемые константы.

При $n = 3$ система уравнений решается непосредственно подстановками, при $n \geqslant 3$—с применением способа наименьших квадратов. Отметим, что, как и в случае определения горизонтальных деформаций, величины $\gamma$ и $\Theta$ не связаны какими-либо гипотезами о реологических свойствах земной коры, ее глубинном строении и напряженном состоянии. Единственные условия, которые должны выполняться,— это условие совместности и условие непрерывности деформаций (Тимошенко, Гудьер, 1975).

Из решения уравнений (3.1) при $n = 3$ можно получить

$$\Theta = \frac{w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)}{z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)}. \tag{3.2}$$

Знаменатель формулы (3.2) равен отрицательному значению удвоенной площади начального треугольника — $S_н$. Действительно,

$$S_н = \frac{1}{2}[(z_2 - z_1)(x_2 - x_1) + (z_2 - z_3)(x_3 - x_2) + 2(z_3 - z_1) \times$$
$$\times (x_3 - x_2) - (z_3 - z_1)(x_3 - x_1)] = \frac{1}{2}[z_1(x_2 - x_3) +$$
$$+ z_2(x_3 - x_1) + z_3(x_1 - x_2)]. \qquad (3.3)$$

Площадь треугольника, построенного на этих же реперах в актуальном состоянии — $S_а$, после смещения их на $w_1$, $w_2$, $w_3$, запишется в следующем виде:

$$S_а = -\frac{1}{2}[z_1'(x_2 - x_3) + z_2'(x_3 - x_1) + z_3'(x_1 - x_2)], \qquad (3.4)$$

где $z_i' = z_i + w_i \quad (i = 1, 2, 3)$.

Подставляя в (3.4) координаты начального состояния и смещения, получим

$$S_а = -\frac{1}{2}\{[z_1(x_3 - x_2) + z_2(x_1 - x_3) + z_3(x_2 - x_1)] +$$
$$+ [w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1)]\}. \qquad (3.5)$$

Первая квадратная скобка в формуле (3.5) равна отрицательному значению удвоенной площади треугольника в начальном состоянии, вторая — числителю формулы (3.2). Таким образом,

$$2(S_н - S_а) = w_1(x_3 - x_2) + w_2(x_1 - x_3) + w_3(x_2 - x_1), \qquad (3.6)$$

и, следовательно,

$$\Theta = \frac{S_а - S_н}{S_н}, \qquad (3.7)$$

где правая часть формулы представляет отношение приращения площади треугольника к его площади в начальном состоянии, т. е. дилатацию вертикального разреза земной коры за счет вертикальной составляющей перемещений.

Следует отметить, что если имеется ряд повторных наблюдений в моменты времени $T_1$, $T_2$, $T_3$, . . ., $T$, то обработку материала можно выполнять двумя путями. Во-первых, деформации можно определять относительно одного начального состояния, соответствующего моменту $T_1$. Во-вторых, за начальное состояние можно принимать предыдущее актуальное состояние. Суммарная деформация, полученная за период $(T - T_1)$, относительно начального состояния в момент $T_1$, строго говоря, не будет равна сумме деформаций за разные промежутки, когда за начальные состояния принимаются последовательно все пре-

дыдущие. Однако, как показывают расчеты, при малых смещениях это различие будет малосущественным.

Перейдем к рассмотрению сдвига. Сдвиговая компонента деформации в однородной модели деформирования обусловлена взаимным скольжением без искривления линий, параллельных до деформации горизонтальной оси координат (см. рис. 3.1). Заметим, что при анализе вертикальных движений рассматривается только чистый сдвиг.

При чисто вертикальных движениях все смещения реперов происходят в плоскости деформации и только в вертикальном направлении, поэтому жесткое вращение в плоскости деформации будет отсутствовать. В связи с этим нет надобности рассматривать простой сдвиг, отличающийся от чистого сдвига присутствием этого вращения. Сдвиговая компонента деформации, как известно, определяется тангенсом угла $\Psi$, на который изменяется в процессе деформирования прямой угол между прямыми, бывшими параллельными до деформации осям $x$ и $z$.

Итак, пусть точки $M_1(x_1, z_1)$, $M_2(x_2, z_2)$ и $M_3(x_3, z_3)$ (см. рис. 3.1) исходного состояния вертикальной плоскости сместились в актуальное состояние $M_1'(x_1 z')$, $M_2'(x_2, z_2')$ и $M_3'(x_3, z_3')$ соответственно на $w_1$, $w_2$, $w_3$. Тогда в результате чистого сдвига прямой угол $QNM_3$ деформируется в угол $QN'M_3'$, равный $\frac{\pi}{2} + \Psi$. Для определения $\operatorname{tg}\Psi$ найдем координату $x_N$ прямой $QN$, параллельной оси $z$. Так как точка $N$ лежит на каждой из прямых $z = z_3$ и $M_1M_2$, то записывая их уравнение в общем виде

$$z_N - z_3 = 0,$$
$$\frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} x_N - z_N + \left[ z_1 - \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} \cdot x_1 \right] = 0, \tag{3.8}$$

найдем

$$x_N = \frac{(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1 (z_2 - z_1)}{z_2 - z_1}. \tag{3.9}$$

Формула (3.9) является уравнением прямой $QN$.

Определим координату $z$ точки $N'$. Записывая в общем виде уравнения прямых $QN$ и $M_1'M_2'$, получим

$$z_{N'} = (z_1 + w_1) - \frac{(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)}{x_2 - x_1} \cdot x_1 + \\ + \frac{[(x_2 - x_1)(z_3 - z_1) + x_1 (z_2 - z_1)]\,[(z_2 + w_2) - (z_1 + w_1)]}{(x_2 - x_1)(z_2 - z_1)}. \tag{3.10}$$

Как видно из рис. 3.1,

$$\operatorname{tg}\Psi = \frac{z_{N'} - z_{M_3'}}{x_N - x_3}. \tag{3.11}$$

Подставляя в (3.11) выражения (3.9) и (3.10) и учитывая, что

$$z_{M_3'} = z_{M_3} + w_3,$$

после простых преобразований будем иметь

$$\operatorname{tg} \Psi = \gamma = \frac{w_1 (z_2 - z_3) + w_2 (z_3 - z_1) + w_3 (z_1 - z_2)}{x_1 (z_2 - z_3) + x_2 (z_3 - z_1) + x_3 (z_1 - z_2)}. \quad (3.12)$$

Если решить систему уравнений (3.1), то выражение для коэффициента $\gamma$ получим полностью соответствующим формуле (3.12).

Таким образом, при локально-однородной деформации треугольного элемента вертикального разреза земной коры в результате вертикальных перемещений его узлов коэффициенты системы уравнений (3.1) $\gamma$ и $\Theta$ представляют собой соответственно сдвиговую деформацию и дилатацию этого треугольника

## § 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ СТАНДАРТНОГО ТРЕУГОЛЬНОГО ЭЛЕМЕНТА

Формулы (3.2) и (3.12) для определения сдвиговой деформации и дилатации вертикального разреза земной коры могут быть использованы, если известны вертикальные перемещения точек на глубине. Практическое их применение возможно при изучении деформаций шахт и других сооружений, когда нивелировки могут быть проложены не только по поверхности, но и в подземных горизонтах, а также при изучении деформаций таких инженерных сооружений, как плотины гидроэлектростанций и др. Использование же этих формул для определения тектонических деформаций вертикального разреза приповерхностной части земной коры по данным повторных нивелировок, проложенных только на поверхности Земли, без дополнительных условий, как известно, невозможно. В этом случае можно рассматривать деформации треугольников, вершины которых лежат на поверхности, как это предлагалось ранее (Есиков, Кесельман, 1975), срезая основанием такого треугольника «антиклинальный» рельеф местности. Однако деформации подобных конечных элементов практически несопоставимы между собой, так как в естественных условиях встречаются участки весьма различной формы. Поэтому необходимо ввести стандартные участки, для которых определялись бы компоненты деформации.

Предположим, что каждый репер нивелирного хода является вершиной прямоугольного равнобедренного треугольника, у которого расстояние между вершинами основания, параллельного оси $x$, равно $2h$, а высота $h$, и который расположен в пло-

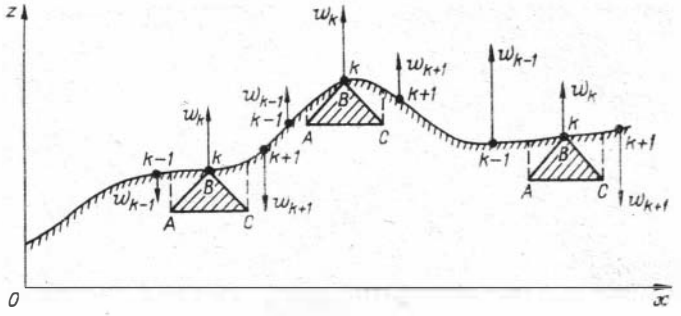



*Рис. 3.2.* Определение компонент деформации с помощью стандартного треугольного элемента $ABC$.

скости вертикального разреза земной коры. Определим компоненты деформации, полагая, что на глубине $h$ м по отвесной линии смещения вершин треугольника равны смещениям соответствующих точек земной поверхности, а деформация подобного треугольника локально-однородна.

Обозначим узлы треугольного элемента через $A$, $B$, $C$ (рис. 3.2), и пусть вершина $B$ соответствует $k$-му реперу от начала координат. Вершины треугольника, очевидно, будут иметь следующие координаты;

$$A(x_k - h;\ z_k - h),\ B(x_k;\ z_k),\ C(x_k + h;\ z_k - h), \tag{3.13}$$

где $x_k$, $z_k$ — координаты $k$-го репера.

Если $w_A$, $w_B$, $w_C$ — смещения вершин треугольника, то, используя формулу (3.2), его дилатация найдется из следующего соотношения:

$$\Theta = \frac{w_A - 2w_B + w_C}{-2h}, \tag{3.14}$$

где $$w_A = w_k - \Delta w_A; \quad w_C = w_k + \Delta w_C, \text{ а}$$

$$\Delta w_A = \frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} h \text{ и } \Delta w_C = \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k} h, \tag{3.15}$$

где, в свою очередь, $w_{k+1}$, $w_{k-1}$, и $x_{k+1}$. $x_{k-1}$ соответственно смещения и координаты последующего и предыдущего из трех смежных по профилю реперов.

Из формул (3.14) и (3.15) после простых преобразований получим

$$\Theta = \frac{1}{2}\left[\frac{w_k - w_{k-1}}{\Delta x_{k,k-1}} - \frac{w_{k+1} - w_k}{\Delta x_{k+1,k}}\right], \tag{3.16}$$

где

$$\Delta x_{k,k-1} = x_k - x_{k-1}, \quad \Delta x_{k+1,k} = x_{k+1} - x_k.$$

Рассмотрим, чему будет равна сдвиговая компонента деформации. На основе формулы (3.12) предыдущего раздела можно записать

$$\gamma = \frac{w_A(z_k - z_C) + w_k(z_C - z_A) + w_C(z_A - z_k)}{x_A(z_k - z_C) + x_k(z_C - z_A) + x_C(z_A - z_k)}. \qquad (3.17)$$

Подставляя в эту формулу координаты вершин треугольника $ABC$ и учитывая, что $z_A = z_C$, найдем

$$\gamma = \frac{w_A - w_C}{-2h}. \qquad (3.18)$$

Преобразовывая (3.18) с учетом (3.15), окончательно получим

$$\gamma = \frac{1}{2}\left[\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k}\right]. \qquad (3.19)$$

## § 3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ $\gamma$ И $\Theta$

В предыдущем разделе было показано, что если придать узлам стандартного треугольного элемента, расположенного в плоскости вертикального разреза, такие же перемещения, как и соответствующих им точек земной поверхности и допустить, что подобный элемент деформируется однородно, то его сдвиговая деформация и относительное изменение площади определяются соответственно из выражений

$$\gamma = \frac{1}{2}\left[\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k}\right], \quad \Theta = \frac{1}{2}\left[\frac{w_k - w_{k-1}}{x_k - x_{k-1}} - \right.$$
$$\left. - \frac{w_{k+1} - w_k}{x_{k+1} - x_k}\right], \qquad (3.20)$$

где $w$ — смещения трех смежных реперов, расположенных на одной прямой; $x_k - x_{k-1}$ — расстояние между ними.

Из формул (3.20) видно, что параметр $\gamma$ представляет собой полусумму «разделенных разностей 1-го порядка» и, следовательно, характеризует первую производную функцию смещений поверхности в окрестности $k$-го репера, т. е. равен тангенсу угла наклона касательной к этой функции.

Параметр $\Theta$ равен полуразности «разделенных разностей 1-го порядка». Поскольку расстояние между смежными реперами можно считать примерно одинаковым, то его числовые значения, независимо от распределения скорости по глубине, так или иначе характеризуют изгибовую деформацию дневной поверхности, возникшую в результате ее вертикальных перемещений, так как подобные значения пропорциональны кривизне функции вертикальных перемещений. Действительно, если име-

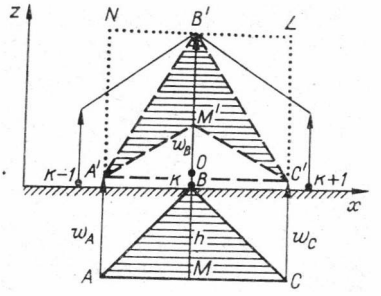



*Рис. 3.3.* Деформация треугольного элемента вертикального разреза земной коры при совпадении эпюр вертикальных перемещений на поверхности и на глубине.

ется функция $f(x) = y$, то, как известно, кривизна $K$ в окрестности данной точки определяется через первую и вторую производные следующим образом:

$$K = \frac{y''}{(1 + y'^2)^{3/2}}. \tag{3.21}$$

Согласно (3.19), $y' \sim \gamma$ и практически составляет величину $10^{-4} \div 10^{-6}$/год, тогда ее квадратом по сравнению с единицей можно пренебречь и, следовательно,

$$K \approx y'' \approx \Theta \cdot \text{const}. \tag{3.22}$$

Рассмотрим, какую деформацию на глубине может характеризовать параметр $\Theta$. Если предположить, что распределение скорости вертикальных перемещений на поверхности полностью совпадает с эпюрой скорости на глубине (рис. 3.3), то легко убедиться, что параметр $\Theta$ будет обусловлен процессом чистого изгиба верхних горизонтов земной коры без изменения площади их вертикального разреза. Однако подобное распределение перемещений с глубиной, видимо, маловероятно, если учесть, что нагрузки на земную кору действуют в течение длительного времени, а горные породы не реагируют на глубинные воздействия как абсолютно упругие тела. Кроме того, наличие различного рода неоднородностей строения также влияет на распределение перемещений.

Поэтому в общем случае распределения по глубине вертикальных перемещений параметр $\Theta$ может быть обусловлен не только изгибовой деформацией в окрестности рассматриваемого $k$-го репера, но и деформацией растяжения — сжатия, приводящей при рассмотрении отдельного конечного элемента к относительному изменению его площади.

Очевидно, что без знания закона изменения вертикальных перемещений с глубиной невозможно оценить отдельно вклад в рассматриваемый параметр собственно дилатации и изгиба. Положение еще более усложняется при наличии горизонтальных движений. Действительно, при несовпадении поверхностных и глубинных эпюр вертикальных перемещений относитель-

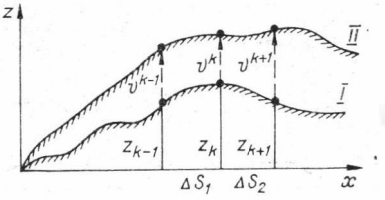



*Рис. 3.4.* Приближенное определение изменения кривизны поверхности по профилю.

ное изменение площади элемента вертикального разреза может и не происходить, если его боковые границы в результате горизонтального сжатия перемещаются относительно друг друга. В подобном случае генезис параметра $\Theta$ может быть чисто изгибовым. Если же в направлении профиля в вертикальной плоскости будут действовать растягивающие напряжения при сохранении предыдущего условия относительно эпюр вертикальных перемещений, то генезис параметра $\Theta$ будет иной.

Таким образом, без знания перемещений на границах конечного элемента вертикальной плоскости однозначная физическая интерпретация природы этого параметра невозможна. Однако важно то обстоятельство, что во всех случаях распределения вертикальных перемещений по глубине он генетически связан с процессом изгиба верхних горизонтов земной коры и относительным сжатием — растяжением их в вертикальном направлении. При этом он характеризует не сам изгиб дневной поверхности, а его изменение. Действительно, исходная кривизна земной поверхности в точке $K$ может быть приближенно рассчитана следующим образом (рис. 3.4):

$$K_0 \approx \frac{1}{2}\left(\frac{z_k - z_{k-1}}{\Delta S_1} - \frac{z_{k+1} - z_k}{\Delta S_2}\right). \tag{3.23}$$

После вертикальных перемещений точек земной поверхности ее кривизна будет равна

$$K \approx \frac{1}{2}\left[\left(\frac{z_k - z_{k-1}}{\Delta S_1} - \frac{z_{k+1} - z_k}{\Delta S_2}\right) + \left(\frac{w_k - w_{k-1}}{\Delta S_1} + \frac{w_{k+1} - w_k}{\Delta S_2}\right)\right]. \tag{3.24}$$

Тогда, очевидно, можно записать

$$K_1 - K_0 = \Theta \cdot \text{const}. \tag{3.25}$$

При обсуждении конкретных материалов далее этот параметр будем называть изгибом.

## § 4. ОСНОВНЫЕ ИНВАРИАНТНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория инвариантов играет центральную роль во многих областях науки. Имеется достаточно много примеров приложения принципов инвариантности к механике сплошных сред, но только сравнительно недавно, как отметил Спенсер (1974), важность этих принципов стала общепризнанной.

Что касается анализа современных движений земной коры по данным повторных геодезических измерений, то до настоящего времени, кроме градиента скорости вертикальных движений (Рейснер, 1960; Матцкова, 1973, Гзовский, 1975; и др.), другие инвариантные величины не исследовались. Прежде чем рассмотреть их, отметим некоторые положения теории.

Как известно, в общем случае компоненты тензора зависят от выбора системы координат. Но можно отыскать такие функции $F(e_{ij})$ от компонент тензора, которые будут инвариантными относительно системы координат, т. е.

$$F(e_{ij}) = F(e'_{ij}).$$

Из теории известно, что если имеется тензор второго ранга $\|e_{ij}\|$ в пространстве $L_3$

$$\|e_{ij}\| = \begin{Vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{Vmatrix}$$

то, используя характеристическое уравнение тензора

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} - \lambda & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0,$$

можно определить три его основных инварианта:
$I_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33} = (\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3)$ — линейный инвариант

$$I_2 = \begin{vmatrix} e_{22} & e_{32} \\ e_{23} & e_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & e_{21} \\ e_{12} & e_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} e_{11} & e_{31} \\ e_{13} & e_{33} \end{vmatrix} = (\lambda_1\lambda_2 + \lambda_1\lambda_3 + \lambda_2\lambda_3)$$

—квадратический инвариант

$$I_3 = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix} = (\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3) —$$

инвариант третьего порядка.

Ни одна из этих величин не может быть выражена через остальные. Но, используя их, можно составить бесчисленное множество других, представляющих всевозможные комбинации $I_1$, $I_2$ и $I_3$. К примеру, инвариантными величинами будут

$$I_1^2 = (e_{ii})^2;\ I_1^2 - 2I_2 = e_{ij} \cdot e_{ij} \text{ и др.}$$

Если тензор $\|e_{ij}\|$ задан в плоском пространстве

$$\|e_{ij}\| = \begin{Vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{Vmatrix}$$

то его основными инвариантами будут

$$I_1 = e_{11} + e_{22} = \lambda_1 + \lambda_2, \quad I_2 = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{vmatrix} = \lambda_1 \cdot \lambda_2.$$

Эти две величины также не могут быть выражены одна через другую.

Исходя из геометрического образа, связанного с понятием симметричного тензора 2-го ранга $\|e_{ij}\|$, т. е. поверхности

$$e_{ij}x_ix_j = 1,$$

рассмотрим геометрическое истолкование инвариантов $I_1$, $I_2$ и $I_3$ (Акивис, Гольдберг, 1969; и др.).

Пусть $a$, $b$, $c$, — главные полуоси эллипсоида

$$e_{ij}x_ix_j = 1,$$

повернутого произвольным образом относительно осей системы координат $x_1$, $x_2$, $x_3$. Найдем величину полуосей эллипсоида $\bar{a}$, $\bar{b}$, $\bar{c}$ в направлении осей $x_1$, $x_2$ и $x_3$. При $x_2 = x_3 = 0$, будем иметь $x_1 = \bar{a}$ и, следовательно, $e_{11}\bar{a}^2 = 1$, откуда $\bar{a} = \frac{1}{\sqrt{e_{11}}}$.

Аналогично $\bar{b} = \frac{1}{\sqrt{e_{22}}}$, $\bar{c} = \frac{1}{\sqrt{e_{33}}}$.

Стало быть, $I_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \frac{1}{\bar{a}^2} + \frac{1}{\bar{b}^2} + \frac{1}{\bar{c}^2} + \frac{1}{a^2} + \frac{1}{b^2} + \frac{1}{c^2}$.

Таким образом, сумма обратных квадратов трех взаимно перпендикулярных полуосей эллипсоида не зависит от образуемого ими триэдра и равна первому инварианту тензора, определяющего поверхность эллипсоида.

Далее. Уравнение эллиптического сечения, например при $x_3 = 0$, имеет вид

$$e_{11}x_1^2 + 2e_{12}x_1x_2 + e_{22}x_2^2 = 1.$$

Главные полуоси этого эллипса равны $\frac{1}{\sqrt{\lambda_1}}$ и $\frac{1}{\sqrt{\lambda_2}}$, где $\lambda_1$ и $\lambda_2$ — корни уравнения

$$\begin{vmatrix} e_{11} - \lambda & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} - \lambda \end{vmatrix} = 0,$$

так что $\lambda_1\lambda_2 = e_{11} \cdot e_{22} - e_{12}^2$. Площадь этого сечения равна

$$S_3 = \frac{\pi}{\sqrt{\lambda_1\lambda_2}}$$

Обозначим величину остальных сечений ($x_1 = 0$, $x_2 = 0$) через $S_1$ и $S_2$. Вычислив их, очевидно, получим выражения инварианта $I_2$ через $S_1$, $S_2$ и $S_3$.

$$I_2 = \lambda_1\lambda_2 + \lambda_2\lambda_3 + \lambda_1\lambda_3 = \pi^2\left(\frac{1}{S_3^2} + \frac{1}{S_1^2} + \frac{1}{S_2^2}\right) =$$

$$= \frac{1}{b^2c^2} + \frac{1}{a^2b^2} + \frac{1}{a^2c^2},$$

т. е. сумма обратных квадратов площадей эллипсов, образованных тремя взаимно перпендикулярными плоскостями, пересекающимися в центре, не зависит от их положения и определяется величиной второго инварианта тензора.

Так как объем тензорного эллипсоида равен

$$V = \frac{4\pi}{3} a \cdot b \cdot c,$$

а определитель $I_3$ в главных осях имеет вид

$$I_3 = \begin{vmatrix} \frac{1}{a^2} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{b^2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{c^2} \end{vmatrix}$$

то $I_3 = \frac{16\pi}{9V}$.

Следовательно, третий инвариант определяется величиной объема тензорного эллипсоида, которая одинакова в различных системах координат.

В связи со спецификой геодезических методов наблюдений, горизонтальные и вертикальные компоненты современных движений земной коры определяются независимо друг от друга. Нивелирование выполняется, как правило, по отдельным

профилям, а затем, используя некоторые приемы интерполирования в межпрофильное пространство, составляются карты вертикальных движений. Горизонтальные движения определяются в плоскости, касательной к геоиду в начале координат.

Таким образом, в настоящее время практически используются три вида информации о современных движениях: вертикальные движения по профилям, карты вертикальных движений на плоскости и схемы горизонтальных движений. Рассмотрим каждый отдельно.

1. **Вертикальные движения по профилю.** Плоский тензор общей деформации треугольного элемента вертикального разреза по профилю нивелирования можно записать в виде матрицы

$$\| T_{ij} \| = \begin{Vmatrix} 0 & 0 \\ e_{31} & e_{33} \end{Vmatrix}$$

откуда тензор чистой деформации запишется в следующем виде:

$$\| a_{ij} \| = \begin{Vmatrix} 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & e_{33} \end{Vmatrix}$$

Составляя характеристическое уравнение

$$\begin{vmatrix} -\lambda & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & e_{33}-\lambda \end{vmatrix} = 0;\ \lambda^2 - e_{33}\lambda - \frac{1}{4}e_{31}^2 = 0, \qquad (3.26)$$

получим

$$\lambda_1 = \frac{e_{33}}{2} + \sqrt{\frac{e_{33}^2}{4} + \frac{e_{31}^2}{4}},\ \lambda_2 = \frac{e_{33}}{2} - \sqrt{\frac{e_{33}^2}{2} + \frac{e_{31}^2}{2}}.$$

Поскольку $\lambda_1$ и $\lambda_2$ скаляры, то они не должны зависеть от системы координат. Кроме того, коэффициенты уравнения (3.26) также не должны зависеть от изменения координат, и в частности, при их параллельном переносе, что собственно и возможно в случае задания скорости движения по профилю.

Как было показано, плоский тензор имеет два основных инварианта: $I_1 = \lambda_1 + \lambda_2$ и $I_2 = \lambda_1 \cdot \lambda_2$. Стало быть, линейный и квадратический инварианты вертикальных движений по профилю равны соответственно

$$I_1 = |e_{33}| \text{ и } I_2 = -\frac{e_{31}^2}{4}.$$

Ниже мы дадим пояснение, почему берется модуль величины $e_{33}$.

Диагональная компонента тензора чистой деформации $e_{33}$ характеризует собой относительное расширение (сжатие) вдоль оси $z$. Недиагональная — $e_{31}$ в общем случае представляет собой половину скорости изменения угла между отрезками, параллельными осям $x$ и $z$ до деформации, или, короче, половину скорости угловой деформации.

Вертикальные движения по профилю являются частным видом движений. В этом случае изменение угла происходит только за счет изменения положения отрезка, направленного до деформации параллельно оси $x$, так как смещение точек происходит только параллельно оси $z$. Поэтому компонента $e_{31}$ определяет скорость изменения угла наклона к горизонту на данном участке профиля.

Тензор чистой деформации имеет смысл представить в виде «шарового тензора» $\|S_{ij}\|$ и девиатора $\|D_{ij}\|$ (Борисенко, Тарапов, 1966)

$$\|a_{ij}\| = \|S_{ij}\| + \|D_{ij}\|$$

В качестве единственной характеристики изотропной деформации можно выбрать любую величину вертикального расширения. В нашем случае целесообразно взять величину $e_{33}/2$, характеризующую расширение (сжатие) участка

$$\|S_{ij}\| = \begin{Vmatrix} \frac{e_{33}}{2} & 0 \\ 0 & \frac{e_{33}}{2} \end{Vmatrix}$$

Тогда девиатором будет тензор

$$\|D_{ij}\| = \begin{Vmatrix} -\frac{e_{33}}{2} & \frac{e_{31}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{33}}{2} \end{Vmatrix}$$

Первый инвариант тензора $\|D_{ij}\|$, как известно, равен нулю, второй же, как нетрудно показать, имеет следующее значение:

$$I_2^d = -\frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{33}^2).$$

Таким образом, вертикальные движения земной коры по профилю могут быть охарактеризованы тремя инвариантами относительно системы координат: модулем величины первого инварианта тензора чистой деформации, вторым его инвариантом и вторым инвариантом девиатора.

Эти величины определяются при любом начале ортогональной системы координат (ось $x$ — вдоль профиля).

**2. Карты вертикальных движений.** В этом случае тензор общей деформации будем иметь следующий вид:

$$\|T_{ij}\| = \begin{Vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{Vmatrix}$$

а тензор чистой деформации

$$\|a_{ij}\| = \begin{Vmatrix} 0 & 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ 0 & 0 & \frac{e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{32}}{2} & e_{33} \end{Vmatrix}$$

Тогда основные инварианты тензора чистой деформации будут равны

$$I_1 = |e_{33}|;\ I_2 = 2|e_{33}| - \frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{32}^2).$$

Принимая опять в качестве характеристики «шарового» тензора величину $e_{33}/2$, девиатор получим в следующем виде:

$$\|D_{ij}\| = \begin{Vmatrix} -\frac{e_{33}}{2} & 0 & \frac{e_{31}}{2} \\ 0 & -\frac{e_{33}}{2} & \frac{e_{32}}{2} \\ \frac{e_{31}}{2} & \frac{e_{32}}{2} & \frac{e_{33}}{2} \end{Vmatrix}$$

Естественно, первый его инвариант равен нулю. Второй имеет величину

$$I_2^d = -\frac{1}{4}(e_{31}^2 + e_{32}^2 + e_{33}^2).$$

Третий инвариант мы рассматривать не будем, так как в данном случае он является комбинацией первых двух.

Определяя инварианты $I_1$ и $I_2$ тензора чистой деформации по профилю и картам вертикальных движений, мы взяли модуль значения $e_{33}$. Дело в том, что при переносе начала координат вдоль профиля нивелирования (рис. 3.5) мы сталкиваемся одновременно с двумя ортогональными преобразованиями координат — преобразованием движения и преобразованием отображения. Преобразование движения переводит точки профиля из правой системы координат в левую, что приводит к изменению знака компонент $e_{31}$ и $e_{33}$ тензора. Но нивелирный ход может

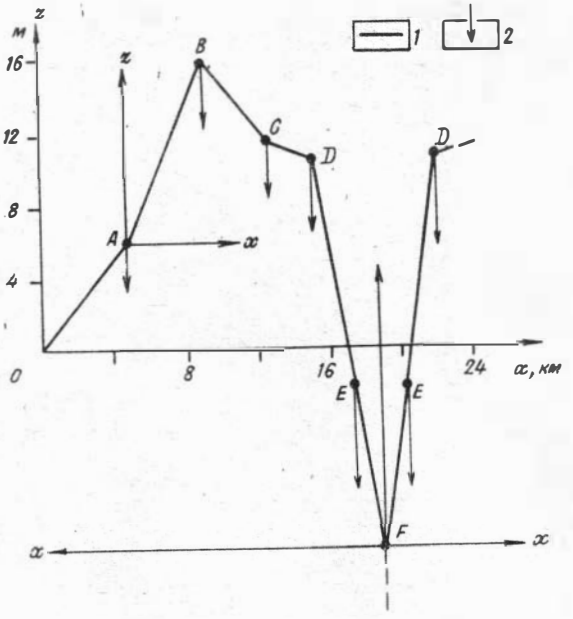



*Рис. 3.5.* Изменение знака компонент $\gamma$ и $\Theta$ при преобразовании отображения.

*1*— рельеф по профилю; *2* — векторы вертикальных перемещений относительно точки О (м-б смещений: 1 см: 2 мм).

претерпеть и преобразование отображения, если начало координат поместить в точку $F$ (см. рис. 3.5), а профиль на чертеже нанести, как это практически и принято, слева направо. Тогда произойдет зеркальное отображение профиля и компонента $e_{33}$ изменит свой знак (см. табл. 2).

Таким образом, рассмотренные тензоры на самом деле являются «псевдотензорами». Однако те инварианты или их части, которые состоят из квадратов компонент, полностью не зависят от преобразования координат и не требуется вводить их модули. В частности, второй инвариант девиатора $I_2^d$ полностью не зависит от подобных преобразований, так как до постоянного множителя равен сумме квадратов компонент $e_{31}$, $e_{32}$ и $e_{33}$.

3. **Векторные схемы горизонтальных движений.** Тензор чистой деформации для этого случая запишется в виде

$$\|a_{ij}\| = \begin{Vmatrix} e_{11} & \frac{e_{12}+e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21}+e_{12}}{2} & e_{22} \end{Vmatrix}$$

а корни характеристического уравнения — главные значения

тензора принимают значения

$$E_1 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} + \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}},$$

$$E_2 = \frac{e_{11} + e_{22}}{2} - \sqrt{\frac{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2}{4}},$$

где $e_{ij}$ $(i, j = 1, 2)$ — коэффициенты линейных уравнений, описывающих линейную связь радиуса-вектора $\bar{R}(x, y)$ вершины треугольного элемента с вектором ее смещения $\bar{r}(u, v)$. Первый инвариант тензора $\|a_{ij}\|$, равный дилатации участка, можно записать в следующем виде:

$$I_1 = \rho = e_{11} - e_{12}$$

а второй

$$I_2 = e_{11} \cdot e_{22} - \frac{1}{4}(e_{12} + e_{21})^2.$$

Принимая за характеристику «шарового» тензора половину первого инварианта тензора $\|a_{ij}\|$, девиатор можно записать следующим образом:

$$\|D_{ij}\| = \begin{Vmatrix} \frac{e_{11} - e_{22}}{2} & \frac{e_{12} + e_{21}}{2} \\ \frac{e_{21} + e_{12}}{2} & \frac{e_{22} - e_{11}}{2} \end{Vmatrix}$$

второй инвариант которого равен

$$I_2^d = -\frac{1}{4}[(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{12} + e_{21})^2] \text{ или } I_2^d = -\frac{1}{4}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2),$$

где $\gamma_1$ и $\gamma_2$ — компоненты сдвига.

Таким образом, для горизонтальных движений можно составить три основных инвариантных величины:

$$I_1 = \rho,\ I_2 = e_{11}e_{22} - \frac{1}{4}\gamma_2^2,\ I_2^d = -\frac{1}{4}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2).$$

Для удобства обзора инварианты для рассмотренных видов движений сведены в табл. 1.

Кроме внесенных в табл. 1 величин, инвариантом является также модуль градиента скорости вертикальных движений в горизонтальном направлении.

В качестве примера в табл. 2 помещены компоненты тензора чистой деформации в единицах шестого знака, рассчитанные при разном начале координат по профилю, изображенному на рис. 3.5. Как видно из этой таблицы, смена направления оси $x$ на 180° (начало координат в точке $O$ и $A$, $x$ — вправо положительные; начало координат в точке $F$, — $x$ — влево отрицатель-

Таблица 1

**Инварианты современных движений земной коры**

| Данные о современных движениях | Линейный симметричного тензора | Квадратичный (симметричного тензора) | Квадратичный (девиатора) |
|---|---|---|---|
| Вертикальные (по профилю) | $\lvert e_{33}\rvert$ | $-\frac{1}{4}e_{31}^2$ | $-\frac{1}{4}(e_{31}^2+e_{33}^2)$ |
| Вертикальные (по площади) | $\lvert e_{33}\rvert$ | $2\lvert e_{33}\rvert-\frac{1}{4}(e_{31}^2+e_{32}^2)$ | $-\frac{1}{4}(e_{31}^2+e_{32}^2+e_{33}^2)$ |
| Горизонтальные | $e_{11}+e_{22}$ | $e_{11}e_{22}-\frac{1}{4}(e_{12}+e_{21})^2$ | $-\frac{1}{4}[(e_{11}-e_{22})^2+(e_{12}+e_{21})^2]$ |

Таблица 2

**Компоненты тензоров чистой деформации (в $10^{-6}$) по профилю**

| Вершина треугольника | Начало координат в точке | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | O | | A | | F | | | |
| | x — вправо положительный | | | | x — влево отрицательный | | x — вправо положительный | |
| | $e_{33}$ | $e_{31}$ | $e_{33}$ | $e_{31}$ | $e_{33}$ | $e_{31}$ | $e_{33}$ | $e_{31}$ |
| *ABC* | −0,2 | +25 | — | — | +0,2 | −25 | −0,2 | −25 |
| *BCD* | −0,9 | −546 | −0,9 | −546 | +0,9 | +546 | −0,9 | +546 |
| *CDE* | −0,7 | −120 | −0,7 | −120 | +0,7 | +120 | −0,7 | +120 |
| *DEF* | +1,3 | +208 | +1,3 | +208 | — | — | — | — |

ные) приводит к изменению знаков у обеих компонент тензора. При отображении (начало координат в точке $F$, $x$ — вправо положительные) знак изменяет по отношению к началу координат в точке $O$ компонента $e_{33}$. Инварианты же, составленные по данным табл. 1, остаются одними и теми же.

Если же рассматривать скорость перемещений только при одном и том же начале координат, то, учитывая комбинацию

| $\gamma$ | 0 | + | − | 0 | 0 | + | − | + | − |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $\theta$ | 0 | 0 | 0 | + | − | + | + | − | − |
| Вид деформирования (начало координат слева) | II / I | | | | | | | | |

*Рис. 3.6.* Деформация земной поверхности при различном сочетании параметров $\gamma$ и $\theta$.
I — исходное состояние; II — состояние после деформации.

знаков компонент $e_{31}$ и $e_{33}$, можно выделить несколько типов деформации (рис. 3.6).

В заключение следует отметить, что анализ инвариантных величин современных движений земной поверхности, установление их связи с геологическими, геофизическими и тектоническими полями позволит получать новые сведения о динамике земной коры и открывает возможности более глубокого понимания процессов, определяющих современную активность земных недр.

## Глава 4

## ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ

### § 1. ОБ ОЦЕНКЕ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Количественное значение скорости современных движений земной коры определяется как разность средних значений некоторого элемента $u$, величина которого была измерена в разные эпохи времени $t_1$ и $t_2$. Следовательно, оценка точности современных движений сводится к решению вопроса об ошибке выборочной разности.

Из математической статистики известно, что если $m_{\Delta u}$ — средняя квадратическая ошибка разности двух выборочных средних арифметических, $m_1$ — средняя квадратическая ошибка первой средней $\overline{u}_1$, $m_2$ — средняя квадратическая ошибка второй средней $\overline{u}_2$, а $r$ — коэффициент корреляции между сравниваемыми наблюденными группами значений элемента $u$ в эпохи $t_1$ и $t_2$, то средняя квадратическая ошибка разности $\overline{u}_2 - \overline{u}_1 = \Delta u$ будет равна

$$m_{\Delta u} = \sqrt{m_1^2 + m_2^2 - 2rm_1m_2}. \tag{4.1}$$

Очевидно, что в зависимости от значения коэффициента корреляции может меняться и формула ошибки определения современных движений. Действительно, если статистическая связь между результатами измерений элемента $u$ в исходную $t_1$ и повторную $t_2$ эпохи отсутствует ($r = 0$), то формула ошибки разности $\Delta u$ будет иметь следующий вид:

$$m_{\Delta u} = \sqrt{m_1^2 + m_2^2}. \tag{4.2}$$

Последняя соответствует классической теории ошибок измере-

ний, как раз и предполагающей независимость результатов измерений.

Если же коэффициент корреляции принимает свои предельные значения, то при $r = +1$

$$m_{\Delta u} = m_1 - m_2, \tag{4.3}$$

где $m_1$ — большая из двух ошибок, а при $r = -1$

$$m_{\Delta u} = m_1 + m_2. \tag{4.4}$$

Для зависимых результатов измерений, как видно из приведенных формул, важное значение имеет знак коэффициента корреляции. Если он отрицательный, то ошибка, полученная по формуле классической теории (4.2), окажется меньше, чем ее более вероятное значение, которое должно было быть рассчитано по формуле (4.1). При положительном же коэффициенте корреляции, наоборот, ошибка, определенная по формуле (4.2), будет больше ее вероятного значения, рассчитанного по формуле (4.1). Таким образом, практически важно знать характер линейной корреляции между результатами геодезических наблюдений какого-либо элемента в две различные эпохи $t_1$ и $t_2$.

Ю. В. Кемницем (1970) рассмотрены причины, порождающие среднюю квадратическую линейную корреляцию между результатами измерений. Им выделяются три типа подобных причин: физическая корреляция, обусловленная общностью факторов измерений (физико-географических условий среды. методики наблюдений, приборов и др.), математическая, возникающая от предварительной совместной обработки результатов измерений, и нормативная, обусловленная воздействием производимого в геодезии отбора результатов измерений по различным техническим допускам точности, накладываемым на разности двойных измерений, на невязки нивелирных и других ходов.

Однако теоретически невозможно указать ни знак, ни тем более величину коэффициента корреляции без непосредственного его определения по совокупностям измерений исследуемого элемента в исходную и повторную эпохи наблюдений.

Исследования, выполненные В. К. Панкрушиным (1972а, б; 1975), показали, что обсуждаемый коэффициент корреляции при наблюдениях триангуляции и высокоточном нивелировании может значительно отличаться от нуля. При этом он принимает как положительные, так и отрицательные значения и резко уменьшается при увеличении протяженности линий повторного нивелирования или длин сторон триангуляции. Последнее обстоятельство позволяет при оценке точности деформации в первом приближении ограничиться классической теорией ошибок измерений.

## § 2. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ОШИБКАМ ИХ АРГУМЕНТОВ

Как уже было отмечено, при изучении современных движений геодезическими методами компоненты деформации измерить нельзя. Измерению подлежат величины, функционально связанные с искомыми параметрами. Определяемые методом конечных элементов компоненты деформации представляют собой функции начальных и повторных значений координат пунктов, поэтому в общем виде можно записать

$$\gamma = \gamma(x_1,\ x_1',\ x_2,\ x_2',\ x_3,\ x_3',\ y_1,\ y_1',\ \ldots), \qquad (4.5)$$
$$\Theta = \Theta(x_1,\ x_2,\ x_1',\ \ldots,\ y_3,\ y_3'),$$

где аргументы со штрихами относятся к повторной эпохе наблюдений.

Будем считать, что координаты пунктов, полученные в различные эпохи, попарно некоррелируемы между собой, тогда ошибка дилатации будет иметь следующий известный вид:

$$m_\Theta^2 = \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\partial\Theta}{\partial x_i}\right)_0^2 \cdot m_{x_i}^2. \qquad (4.6)$$

Индекс «0» указывает на приближенное определение частных производных; $m_{x_i}$ — средняя квадратическая ошибка определения аргументов.

Рассмотрим подробнее определение ошибки дилатации, имеющей смысл отношения приращения площади треугольника к его первоначальной площади до деформации

$$\Theta = \frac{S_a - S_н}{S_н}, \qquad (4.7)$$

где $S_a$ — площадь треугольника в данный момент времени, $S_н$ — то же, в начальный момент. Величина дилатации есть функция «начальной» и «актуальной» площади треугольника, которая, в свою очередь, является функцией координат. Поэтому, используя формулу (4.6), можно записать

$$m_\Theta^2 = \left(\frac{\partial\Theta}{\partial S_a}\right)^2 m_{S_a}^2 + \left(\frac{\partial\Theta}{\partial S_н}\right)^2 m_{S_н}^2, \quad \text{но } \frac{\partial\Theta}{\partial S_a} = \frac{1}{S_н},\ \frac{\partial\Theta}{\partial S_н} = -\frac{S_a}{S_н^2},$$

тогда

$$m_\Theta^2 = \frac{1}{S_н^2} m_{S_a}^2 + \frac{S_a^2}{S_н^4} m_{S_н}^2 \text{ или } m_\Theta^2 = \frac{1}{S_н^2}\left(m_{S_a}^2 + \frac{S_a^2}{S_н^2} m_{S_н}^2\right).$$

Найдем ошибки $m_S$ через ошибки координат $m_x$ и $m_y$. Положим, что $m_x = m_y = m_k$.

Площадь исходного треугольника может быть записана в следующем виде:

$$S_н = \frac{1}{2}[x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)].$$

Дифференцируя последнее выражение, получим

$$m^2_{S_н} = \frac{m_k^2}{4}\{[(y_2 - y_3)^2 + (x_3 - x_2)^2] + [(y_3 - y_1)^2 + (x_1 - x_3)^2] + [(y_1 - y_2)^2 + (x_2 - x_1)^2]\},$$

где выражения в квадратных скобках равны квадратам длин сторон треугольника. Обозначим их через $\mathscr{D}_i$, будем иметь

$$m^2_{S_н} = \frac{m_k^2}{4}\sum_{i=1}^{3}\mathscr{D}_i^2.$$

Аналогично, площадь треугольника после смещения его вершин будет равна

$$S_a = \frac{1}{2}[x'_1(y'_2 - y'_3) + x'_2(y'_3 - y'_1) + x'_3(y'_1 - y'_2)].$$

Для равноточных наблюдений в начальную и повторную эпохи наблюдений можно записать

$$m^2_{S_a} = \frac{m_k^2}{4}\sum_{i=1}^{3}\mathscr{D}_i'^2,$$

где $\mathscr{D}'_i$ — длина сторон треугольника после перемещения его вершин. Тогда

$$m^2_\Theta = \frac{1}{S^2_н}\left(\frac{m_k^2}{4}\sum_{i=1}^{3}\mathscr{D}_i'^2 + \frac{S^2_a m_k^2}{4S^2_н}\sum_{i=1}^{3}\mathscr{D}_i^2\right) = \frac{m_k^2}{4S^2_н}\left(\sum_{i=1}^{3}\mathscr{D}_i'^2 + \frac{S^2_a}{S^2_н}\sum_{1}^{3}\mathscr{D}_i^2\right).$$

При оценке точности определения дилатации можно приближенно положить

$$\sum_1^3 \mathscr{D}_i^2 \approx \sum_1^3 \mathscr{D}_i'^2,\ S^2_a/S^2_н \approx 1.$$

Тогда

$$m^2_\Theta = \frac{m_k^2}{2S^2_н}\sum_1^3 \mathscr{D}_i^2, \qquad (4.8)$$

где $m_k$ — ошибка определения координат; $S_н$ — площадь исходного треугольника; $\sum \mathcal{D}_i^2$ — сумма квадратов сторон исходного треугольника.

Рассмотрим далее вопрос о влиянии формы исходных треугольников на точность определения компонент деформации при одинаковом значении ошибок координат. Как видно из формулы (4.8), этот вопрос сводится к определению минимума суммы квадратов сторон треугольников при их постоянной площади $S_н$. Покажем, что наименьшую погрешность при определении дилатации дает равносторонний треугольник. Действительно, из геометрии известно, что если $\mathcal{D}_1$, $\mathcal{D}_2$ и $\mathcal{D}_3$ — длины сторон любого треугольника, а $S$ — его площадь, то

$$\mathcal{D}_1^2 + \mathcal{D}_2^2 + \mathcal{D}_3^2 \geqslant 4 \cdot \sqrt{3} \cdot S, \tag{4.9}$$

где равенство имеет место лишь в случае $\mathcal{D}_1 = \mathcal{D}_2 = \mathcal{D}_3$, т. е. в случае равностороннего треугольника. Стало быть, для такого треугольника можно записать

$$m_\Theta^2 = 2\sqrt{3}\,\frac{m_k^2}{S_н}. \tag{4.10}$$

Или окончательно

$$m_\Theta^2 = 3{,}5\,\frac{m_k^2}{S_н}. \tag{4.11}$$

## § 3. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ Θ И γ

Как было показано в третьей главе, сдвиговая компонента деформации и изгиб приповерхностных слоев земной коры по профилю повторного нивелирования определяются соответственно по следующим формулам:

$$\gamma = \frac{1}{2}\left(\frac{w_k - w_{k-1}}{l_{k;\,k-1}} + \frac{w_{k+1} - w_k}{l_{k+1;\,k}}\right),\quad Q = \frac{1}{2}\left(\frac{w_k - w_{k-1}}{l_{k;\,k-1}} - \frac{w_{k+1} - w_k}{l_{k+1;\,k}}\right), \tag{4.12}$$

где $w$ — смещения реперов, $l$ — расстояние между ними. Параметры γ и Θ являются функциями смещений трех смежных реперов и расстояний между ними.

Если обозначить через $h_1$ и $h_2$ превышения между двумя соседними точками в первую и вторую эпохи нивелирования соответственно, то очевидно, что разности смещений в формулах (4.12) есть не что иное, как изменение превышений между ними,

$$w_k - w_{k-1} = h_2 - h_1 = \Delta h_{k,\,k-1}.$$

Тогда сдвиговая компонента деформации запишется в следующем виде:

$$\gamma = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta h_{k,\,k-1}}{l_{k,\,k-1}} + \frac{\Delta h_{k+1,\,k}}{l_{k+1,\,k}}\right). \tag{4.13}$$

Аргументы $\Delta h$ и $l$ можно считать попарно некоррелируемыми, поэтому для определения средней квадратической ошибки параметров $\gamma$ и $\Theta$ вновь воспользуемся формулой

$$m_{f_i}^2 = \sum_1^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i}\right)^2 m_{x_i}^2.$$

Дифференцируя формулу (4.13), получим

$$m_\gamma^2 = \frac{1}{4}\left(\frac{m_{\Delta h_1}^2}{l_1^2} + \frac{m_{\Delta h_2}^2}{l_2^2} + \frac{\Delta h_1^2}{l_1^4} m_{l_1}^2 + \frac{\Delta h_2^2}{l_2^4} m_{l_2}^2\right), \tag{4.14}$$

где $m_{\Delta h}$ — средние квадратические ошибки определения приращений высот между смежными реперами; $m_l$ — средние квадратические ошибки расстояний между ними.

Полагая, что

$$m_{\Delta h} \approx m_{\Delta h_2},\ l_1 \approx l_2 = l,\ m_{l_1} \approx m_{l_2} = m_l$$

и заменяя приращения их средним значением, формулу (4.14) можно записать в следующем виде:

$$m_\gamma^2 = \frac{1}{2}\left(\frac{m_{\Delta h}^2}{l^2} + \frac{m_l^2}{l^4}\Delta h_{\text{ср}}^2\right). \tag{4.15}$$

Второй член последней формулы на порядок меньше первого. Оценим его на конкретных примерах. Пусть $l = 1$ км, $m_l = 100$ м, $\Delta h_{\text{ср}} = 10$ мм, тогда при $m_{\Delta h} = \pm 1$ мм первый член формулы (4.15) будет равен $10^{-12}$, а второй — $10^{-18}$, т. е. на шесть порядков меньше. Если же рассмотреть повторные нивелировки, когда расстояние между реперами примерно 10 км, то при $m_l = 1$ км, $\Delta h_{\text{ср}} = 20$ мм и $m_{\Delta h} = 5$ мм, первый член формулы (4.15) будет равен $2{,}5 \cdot 10^{-13}$, а второй — $4 \cdot 10^{-14}$, т. е. и в этом случае он на порядок меньше первого.

Учитывая сказанное, ошибку определения сдвиговой компоненты деформации можно записать в следующем виде:

$$m_\gamma = \frac{m_{\Delta h}}{l \cdot \sqrt{2}}. \tag{4.16}$$

Подобным образом определяется и ошибка изгиба:

$$m_\Theta = \frac{m_{\Delta h}}{l \cdot \sqrt{2}}. \tag{4.17}$$

Принимая во внимание, что средняя квадратическая случайная ошибка превышения между реперами определяется по известной формуле

$$m_h = \eta\sqrt{l}, \tag{4.18}$$

где $\eta$ — средняя квадратическая случайная ошибка на 1 км хода, $l$—расстояние между реперами, в км, и полагая, что в обе эпохи нивелирование выполнялось с одинаковой точностью, ошибку изменения превышений получим в виде

$$m_{\Delta h} = \sqrt{m_{h_1}^2 + m_{h_2}^2} = \sqrt{\eta^2 l + \eta^2 l} = \eta\sqrt{2l}. \tag{4.19}$$

Тогда в окончательном виде средние квадратические ошибки определения компонент деформации $\gamma$ и $\Theta$ можно записать

$$m_{\gamma,\Theta} \approx \frac{\eta}{\sqrt{l}}. \tag{4.20}$$

## § 4. О ПОСТОЯННЫХ ОШИБКАХ В ВЕКТОРАХ СМЕЩЕНИЙ

Прежде всего обратим внимание на то, что постоянные ошибки векторов перемещений могут быть различными в разные периоды наблюдений на одних и тех же сетях и в одно и то же время в разных районах. Возникновение подобных ошибок в локальных сетях (системах координат) может привести к неверным выводам при сравнительном анализе интенсивности тектонических движений, т. е. по сути дела лишить векторные схемы эффективности их геолого-геофизической интерпретации.

Покажем, что постоянные ошибки в векторах смещений не оказывают влияние на величину компонент деформации.

Пусть наблюденные составляющие векторов смещений обременены только постоянными ошибками

$$u_{\text{набл}} = u_{\text{ист}} + c_1,\ v_{\text{набл}} = v_{\text{ист}} + c_2,$$

где $c_1$ и $c_2$ — постоянные. Тогда на основании формулы (2.20) можно записать

$$u_{i_{\text{набл}}} = u_{i_{\text{ист}}} + c_1 = e_{11}x_i + e_{12}y_i + a,$$
$$v_{i_{\text{набл}}} = v_{i_{\text{ист}}} + c_2 = e_{21}x_i + e_{22}y_i + b,\ i = 1,\ 2,\ 3,$$

где определению подлежат величины $e_{ij}$, $a$ и $b$. Искомые величины найдутся из следующих соотношений:

$$e_{ij} = \frac{|\,\Delta_{ij}\,|}{|\,\Delta\,|},\ \text{где}\ \Delta = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} — \text{детерминант системы.}$$

Детерминанты $|Д_{ij}|$ получаются из детерминанта системы заменой столбца, составленного из коэффициентов при определяемом неизвестном, столбцом, составленным из свободных членов $u_{i_{ист}} + c_1$ или $v_{i_{ист}} + c_2$.

Запишем один из детерминантов $|Д_{ij}|$, опуская значки «ист» у составляющих векторов смещений $u_{ист}$ и $v_{ист}$,

$$|Д_{11}| = \begin{vmatrix} u_1 + c_1 & y_1 & 1 \\ u_2 + c_1 & y_2 & 1 \\ u_3 + c_1 & y_3 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} c_1 & y_1 & 1 \\ c_1 & y_2 & 1 \\ c_1 & y_3 & 1 \end{vmatrix}$$

Как видно, во втором детерминанте правой части равенства первый столбец пропорционален третьему, и стало быть этот детерминант равен нулю. Аналогично и для системы уравнений с составляющей $v$.

Таким образом, постоянные ошибки в векторах смещений, какой бы величины они ни были в различных локальных сетях, никоим образом не влияют на величину компонент деформации.

При анализе векторных схем тектонических движений приходится привлекать дополнительный материал или использовать особые приемы (Панкрушин, 1972а, б) для обоснования стабильности начала координат между повторными нивелировками или наблюдениями триангуляции. Однако при изучении компонент деформации подобный вопрос отпадает, поскольку отпадает необходимость неподвижности исходного пункта. Это свойство компонент деформации особенно важно при анализе данных о современных движениях по сейсмоактивным районам, где исходный пункт может иметь между повторными

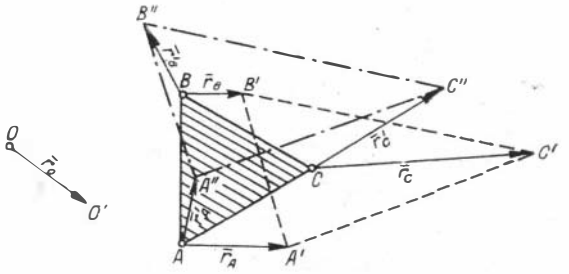



*Рис. 4.1.* Деформация треугольника $ABC$ при «абсолютных» и относительных перемещениях его вершин.

$ABC$ — исходное положение вершин треугольника; $A'B'C'$ — их положение в результате абсолютных смещений; $A''B''C''$ — положение вершин после их относительных перемещений; $\bar{r}_A, \bar{r}_B, \bar{r}_C$ —векторы абсолютных смещений пунктов; $\bar{r}'_A, \bar{r}'_B, \bar{r}'_C$ — векторы относительного смещения; $\bar{r}_o$ — вектор абсолютного смещения начала координат.

наблюдениями весьма различные по величине и направлению собственные движения.

Собственное движение начала координат вносит постоянную ошибку в векторы смещения. Она генетически обусловлена тектоническими движениями. Однако приведенные выше рассуждения относительно нулевого эффекта в компонентах деформации полностью относятся и к подобного рода ошибкам. Для иллюстрации полученных выводов рассмотрим рис. 4.1, где точка 0 — начало координат. Если учесть собственное смещение точки 0, то нетрудно видеть, что чистая деформация треугольника остается такой же, как и при неучете этого перемещения.

Итак, постоянные ошибки любого типа в векторах смещений не оказывают никакого влияния на компоненты деформации.

## § 5. ПОГРЕШНОСТИ КОМПОНЕНТ ДЕФОРМАЦИИ ОТ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ОШИБОК ВЕКТОРОВ СМЕЩЕНИЙ

Понятие систематических ошибок достаточно четко разработано в трудах А. С. Чеботарева. Придерживаясь подобного определения, мы под систематическими ошибками векторов смещений будем понимать их закономерное изменение при удалении пунктов от начала координат. При этом подразумевается, что такие изменения не связаны с тектоническими движениями.

Рассмотрим наиболее часто встречающуюся линейную зависимость ошибок векторов от координат пунктов. Пусть $u_{\text{набл}} = u_{\text{ист}} + A$; $v_{\text{набл}} = v_{\text{ист}} + B$, где $A = mx + ny$, а $B = ex + ky$. Тогда, согласно формуле (2.20), будем иметь

$$\begin{aligned} u_{i_{\text{ист}}} + mx_i + ny_i &= e_{11}x_i + e_{12}y_i + a, \\ v_{i_{\text{ист}}} + ex_i + ky_i &= e_{21}x_i + e_{22}y_i + b, \text{ где } i = 1, 2, 3. \end{aligned} \tag{4.21}$$

Аналогично предыдущему разделу, запишем детерминант числителя $|Д_{ij}|$ формулы (2.31) для определения компоненты $e_{11}$,

$$|Д_{11}| = \begin{vmatrix} u_1 + mx_1 + ny_1 & y_1 & 1 \\ u_2 + mx_2 + ny_2 & y_2 & 1 \\ u_3 + mx_3 + ny_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} mx_1 & y_1 & 1 \\ mx_2 & y_2 & 1 \\ mx_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} ny_1 & y_1 & 1 \\ ny_2 & y_2 & 1 \\ ny_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}$$

Откуда, очевидно, $|Д_{11}|_{\text{набл}} = |Д_{11}|_{\text{ист}} + m\,|Д|$, (4.22)

где $|Д|$ — определитель системы уравнений (4.21). Разделив формулу (4.22) на $|Д|$, получим

$$e_{11_{набл}} = e_{11_{ист}} + m, \quad e_{12_{набл}} = e_{12_{ист}} + n.$$

Выполнив аналогичные операции в системе уравнений с компонентой вектора $v$, найдем

$$e_{21_{набл}} = e_{21_{ист}} + e, \quad e_{22_{набл}} = e_{22_{ист}} + k. \tag{4.23}$$

Тогда наблюденные значения дилатации и сдвиговых компонент деформации будут соответственно равны

$$\rho_{набл} = \rho_{ист} + \frac{m+k}{2}, \quad \gamma_{1_{набл}} = \gamma_{1_{ист}} + (m-k),$$
$$\gamma_{2_{набл}} = \gamma_{2_{ист}} + (n+e). \tag{4.24}$$

Вращение участков, как абсолютно твердых тел, будет равняться

$$\omega_{набл} = \omega_{ист} + \frac{n-e}{2}. \tag{4.25}$$

Таким образом, любая ошибка в векторах смещений, величина которой линейно зависит от положения пунктов, в компонентах деформации превращается только в постоянную погрешность, не зависящую от координат рассматриваемых пунктов.

Не останавливаясь на других видах зависимостей, отметим, что если ошибка в смещениях является квадратической функцией координат пунктов, то ее эффект в компонентах деформации превратится в линейный, поскольку компоненты деформации представляют собой простые функции частных производных смещений по осям координат.

## § 6. ЭФФЕКТ ОШИБОК МАСШТАБА ТРИАНГУЛЯЦИИ

Из теории геодезических измерений известно, что векторы перемещений пунктов существенным образом зависят от ошибок измерения базиса триангуляции. В связи с этим возникает задача изучения эффектов этих ошибок в компонентах деформации, определяемых по данным о векторах смещений.

Настоящий раздел посвящен рассмотрению влияния ошибок измерения базиса триангуляции на чистую деформацию и вращение конечных элементов.

Пусть имеется сеть триангуляции, построенная для изучения современных движений земной коры. Примем за начало координат ортогональной системы один из базисных пунктов, а ось $x$ направим вдоль базиса (рис. 4.2). Будем считать, что углы треугольника измеряются безошибочно в каждую эпоху

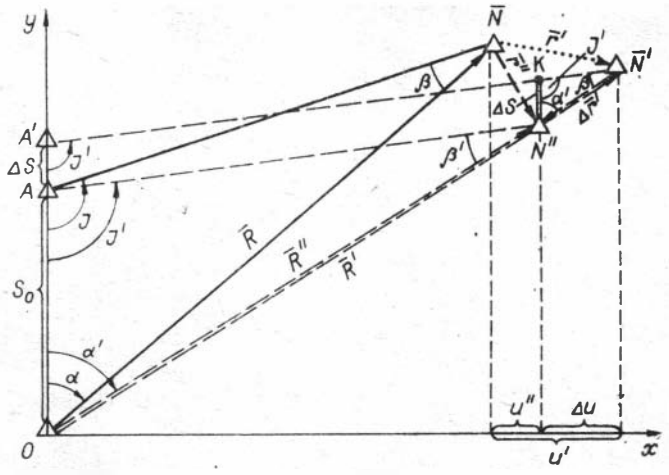



*Рис. 4.2.* Влияние приращения длины базиса триангуляции на компоненты деформации.

$OA = S$ — исходная длина базиса; $\Delta S$ — его приращение; $N$ — истинное положение пункта в исходную эпоху наблюдений; $N'$ — истинное положение пункта после его тектонических перемещений; $N''$ — положение пункта при ошибочном значении базиса.

наблюдений. Если, кроме того, в каждую эпоху наблюдений точно измерить азимут и длину базиса, то, очевидно, будут получены безошибочные векторы тектонических перемещений пунктов в принятой системе координат.

Предположим, что в период между повторными наблюдениями углов азимут и длина базиса триангуляции остаются неизменными. В общем случае это, конечно, не соответствует действительности, а изменение азимута и длины базиса приведет к ошибкам компонент векторов смещений.

Рассмотрим вначале влияние на компоненты деформации неучета изменений длины базиса.

Пусть в начальную эпоху наблюдений $t_0$ длина базиса была $S_0$, а в результате тектонических движений за период между двумя наблюдениями триангуляции она изменилась на величину $\Delta S$ (рис. 4.2). Обозначим радиус-вектор $N$-го пункта в начальную эпоху наблюдений через $\overline{R}(x_0 y_0)$. Если после тектонических смещений пункта его радиус-вектор $\overline{R}'(x_0 + u; y_0 + v)$ определен с учетом изменения базиса на $\Delta S$, т. е. безошибочно, то тектонический вектор смещения $\overline{r}'(u'v')$ будет равен

$$\overline{r}' = \overline{R}' - \overline{R}. \tag{4.26}$$

Если повторно базис не измерялся, то новое положение пунктов будет рассчитано с его первоначальным значением,

и новый радиус-вектор пункта $\overline{R}''(x_0 + u''; y_0 + v'')$ будет равен

$$\overline{R}'' = \overline{R} + \overline{r}'', \tag{4.27}$$

где $\overline{r}''$ — суммарный вектор смещения пункта, включающий тектоническую составляющую движений $\overline{r}'$ и ошибочную компоненту $\overline{\Delta r}$, обусловленную неучетом изменения длины базиса,

$$\overline{r}'' = r' + \overline{\Delta r}. \tag{4.28}$$

В проекции векторов на оси координат можно записать

$$u' = u'' - \Delta u, \; v' = v'' - \Delta v. \tag{4.29}$$

Поскольку

$$\Delta u = \Delta r \cdot \sin\alpha', \text{ а } \Delta r = \Delta S \cdot \frac{\sin\gamma'}{\sin\beta'}, \tag{4.30}$$

то очевидно, что

$$\Delta u = \Delta S \frac{\sin\gamma'}{\sin\beta'} \cdot \sin\alpha'. \tag{4.31}$$

Учитывая, что

$$R'' = S_0 \frac{\sin\gamma'}{\sin\beta'}, \text{ а } x_{N''} = R'' \cdot \sin\alpha', \tag{4.32}$$

после преобразования формулы (4.31) получим

$$\Delta u = \frac{\Delta S}{S_0} \cdot x_{N''}. \tag{4.33}$$

Аналогично будем иметь

$$\Delta v = \frac{\Delta S}{S_0} \cdot y_{N''}. \tag{4.34}$$

Из формул (4.33) и (4.34) видно, что если в повторную эпоху угловых измерений при расчете координат не учитывается изменение длины базиса, то в компонентах векторов смещений возникает ошибка в виде линейной функции положения пункта, которая увеличивается с удалением пункта от начала координат. Об этом неоднократно напоминал в своих работах А. А. Изотов (1969).

Как показано во второй главе, из системы уравнений вида (2.20) определяются следующие компоненты деформации отдельных участков земной поверхности: дилатация $\rho$, максимальный сдвиг $\gamma_m$, величина максимального и минимального расширения $E_1$ и $E_2$, направление оси максимального расширения $\varphi$, и вращение участков как абсолютно твердых тел $\omega$. Поскольку $E_1$, $E_2$ и $\varphi$ вычисляются через остальные компоненты, то остановимся на влиянии приращения базиса только

на дилатацию, сдвиг и вращение, определяемые из следующих соотношений:

$$\rho = e_{11} + e_{22};\ \gamma_m = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{1/2};\ \gamma_1 = e_{11} - e_{22}; \quad (4.35)$$

$$\gamma_2 = e_{12} + e_{21} \text{ и } \omega = \frac{1}{2}\left(\frac{e_{12} - e_{21}}{2}\right),$$

где

$$e_{11} = \frac{\partial u}{\partial x};\ e_{12} = \frac{\partial u}{\partial y};\ e_{21} = \frac{\partial v}{\partial x};\ e_{22} = \frac{\partial v}{\partial y}.$$

Дифференцируя формулы (4.29) и принимая во внимание (4.33) и (4.34), получим:

$$\rho' = \rho'' \pm 2\frac{\Delta S}{S_0};\ \gamma_m' = \gamma_m'',\ \omega' = \omega'', \quad (4.36)$$

где $\rho'$, $\gamma_m'$, $\omega'$ — компоненты деформации и вращения, определенные с учетом изменения базиса, а $\rho''$, $\gamma_m''$, $\omega''$ — их значения, полученные без учета этого изменения.

Таким образом, неучет приращения длины базиса приводит самое большее к постоянной ошибке в рассчитанных значениях дилатации, сдвиговая же компонента деформации и вращение, как видно, совсем не затрагивается этим эффектом.

Рассмотрим случай, когда базис измеряется в каждую эпоху наблюдений. Пусть $S_1$ и $S_2$ — истинная длина базиса, а $dS_1$ и $dS_2$ — ее ошибки измерения в начальную и повторную эпохи наблюдений соответственно. Будем вновь считать, что углы треугольников и азимут определяются безошибочно в обе эпохи. Пусть точки $N_1$ и $N_2$ являются истинным положением пункта в начальную и повторную эпохи, а $N_1'$ и $N_2'$ — их ошибочные положения (рис. 4.3).

Очевидно, что из-за ошибок измерения базиса вместо истинного вектора смещения $\bar{r}_{\text{ист}}$ будет получен вектор смещения $\bar{r}_{\text{набл}}$, включающий в себя истинный вектор смещения и ошибочные компоненты $\bar{\Delta r}_1$ и $\bar{\Delta r}_2$.

Из рисунка, независимо от комбинаций ошибок базиса в начальную и повторную эпохи, можно записать

$$\bar{r}_{\text{набл}} = \bar{r}_{\text{ист}} + \bar{\Delta r}_2 - \bar{\Delta r}_1, \quad (4.37)$$

или в проекциях векторов на ось $x$ (каждое слагаемое имеет свой знак, определяемый направлением осей координат):

$$u_{\text{набл}} = u_{\text{ист}} + \Delta u_2 - \Delta u_1. \quad (4.38)$$

Используя выражения (4.30) — (4.32) для проекции ошибочных векторов на ось $x$, найдем:

$$\Delta u_1 = \frac{dS_1}{S_1} x_{N_1},\quad \Delta u_2 = \frac{dS_2}{S_2} x_{N_2}. \quad (4.39)$$

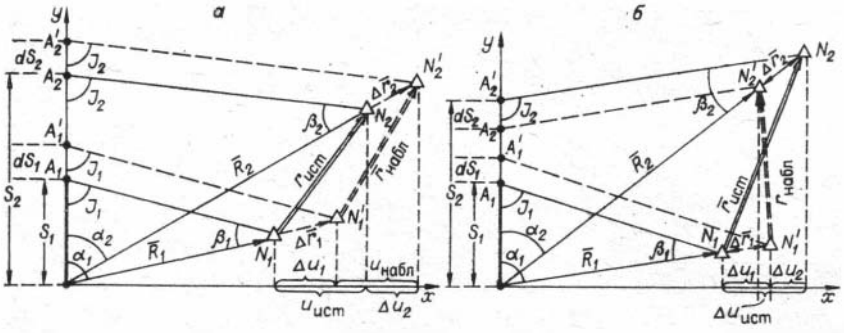



*Рис. 4.3.* Эффект ошибок измерения базиса триангуляции в компонентах деформации.

$S_1$ — истинная длина базиса в исходную эпоху наблюдений; $S_2$ — то же, в повторную эпоху; $dS_1$ и $dS_2$ — их ошибки соответственно.

Таким образом, ошибки измерения базиса, как и неучет изменения его длины между повторными наблюдениями, обусловливают ошибку в проекциях векторов смещения в виде линейной функции положения пункта. Стало быть, эффект этой ошибки в дилатации будет постоянным независимо от положения пунктов и не будет превышать удвоенной суммы относительных ошибок измерения базиса. При равноточных измерениях базиса в начальную и повторную эпохи постоянный эффект в дилатации не будет превышать четырех значений его относительной ошибки. Сдвиг и вращение, как и в первом случае, не зависят от ошибок измерения базиса.

## § 7. ЭФФЕКТ ОШИБОК ОРИЕНТИРОВКИ ВЫХОДНЫХ СТОРОН ТРИАНГУЛЯЦИИ

Перейдем к рассмотрению эффекта изменения азимута в компонентах деформации. Пусть на рис. 4. 4 $N_1$ — истинное положение пункта в первую, а $N_2$ — во вторую эпохи наблюдений. Примем вновь, что углы измеряются безошибочно, а длина базиса не изменяется. Тогда, если во вторую эпоху координаты пункта определены без учета изменения азимута на угол $\Delta\alpha$, то он займет положение $N_2'$. Стало быть,

$$\bar{r}_{\text{набл}} = \bar{r}_{\text{ист}} + \bar{\Delta r}, \tag{4.40}$$

а в проекциях на оси координат можно записать

$$\begin{aligned} u_{\text{набл}} &= u_{\text{ист}} + \Delta u, \\ v_{\text{набл}} &= v_{\text{ист}} + \Delta v. \end{aligned} \tag{4.41}$$

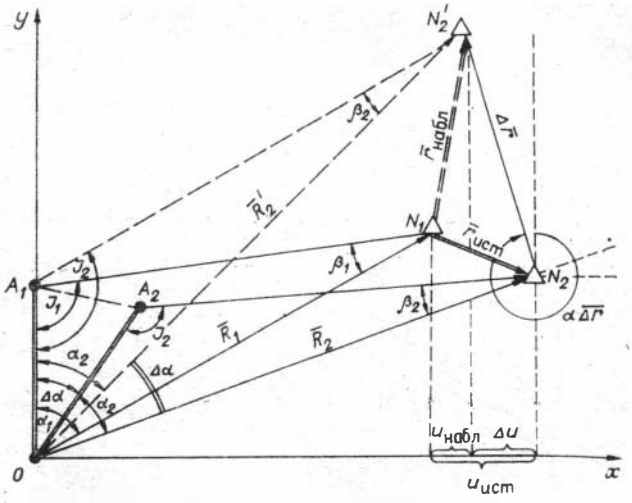



*Рис. 4.4.* Эффект ошибок измерения азимута в компонентах деформации.

*OA* — базис триангуляции; $\alpha$ — азимут.

Поскольку изменение азимута $\Delta\alpha$ практически мало, то из треугольника $N_1ON_2$ найдем

$$\Delta r = R \cdot \frac{\Delta\alpha}{\rho''}, \tag{4.42}$$

где $\rho''$ — число секунд в радиане.

Проекции вектора $\overline{\Delta r}(\Delta u,\ \Delta v)$ на оси координат будут равны

$$\begin{aligned} \Delta u &= \Delta r \cdot \sin\alpha_{\Delta r}, \\ \Delta v &= \Delta r \cdot \cos\alpha_{\Delta r}, \end{aligned} \tag{4.43}$$

где $\alpha_{\Delta r}$ — дирекционный угол вектора $\overline{\Delta r}$, отсчитанный по часовой стрелке от вертикальной оси принятой системы координат. Подставляя (4.42) в (4.43) и учитывая, что

$$\alpha_{\Delta r} = \alpha_R + \frac{3}{2}\pi, \quad R\cdot\cos\alpha_R = y, \quad R\cdot\sin\alpha_R = x, \tag{4.44}$$

получим

$$\Delta u = -\frac{\Delta\alpha}{\rho''}\,y, \quad \Delta v = +\frac{\Delta\alpha}{\rho''}\,x.$$

Так как $\overline{\Delta r}$ всегда перпендикулярен $\overline{R}$, то в общем случае

$$\alpha_{\Delta r} = \alpha_R \pm \left(\frac{\pi}{2} + n\pi\right) \quad (n = 0 \text{ или } 1)$$

Таблица 3

**Эффект изменения азимута и длины базиса в компонентах деформации (в $10^{-6}$)**

| Компоненты деформации | Участки (по рис. 4.5) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 2,7,10 | 2,6,7,11 | 2,7,10 | 2,6,7,11 | 2,7,10 | 2,6,7,11 |
| | Истинные деформации (с учетом изменения азимута и базиса) | | Деформации при неучтенном изменении базиса | | Деформации при неучтенном изменении азимута | |
| $\rho$ | +5 | +4 | −8 | −9 | +5 | +4 |
| $\gamma_m$ | +21 | +27 | +21 | +27 | +21 | +27 |
| $E_1$ | +16 | +18 | +3 | +5 | +16 | +18 |
| $E_2$ | −5 | −9 | −18 | −22 | −5 | −9 |
| $\varphi_{(\text{рад.})}$ | −0,5 | −1,3 | −0,5 | −1,3 | −0,5 | −1,3 |
| $\omega''$ | +0,8 | −0,8 | +0,8 | −0,8 | −1,8 | −3,3 |

и стало быть знаки проекции вектора $\overline{\Delta r}$ на оси $x$ и $y$ будут всегда противоположными.

Аналогично можно показать, что и ошибки собственно измерения азимута в первую и вторую эпохи наблюдений обусловят собой ошибки в проекциях векторов смещений в виде линейных функций положения пунктов.

Таким образом, ошибки азимута исходной стороны могут вызвать в компонентах деформации самое большее — постоянный эффект. Действительно, дифференцируя выражение (4.41) с учетом (4.35) и (4.44), найдем

$$\rho' = \rho^*, \quad \gamma_m' = \gamma_m^*, \quad \omega' = \omega^* \pm \frac{1}{2}\frac{\Delta\alpha}{\rho''},$$

где $\rho'$, $\gamma_m'$, $\omega'$ — дилатация, сдвиг и вращение, соответственно определенные без учета изменения азимута, а $\rho^*$, $\gamma_m^*$, $\omega^*$ — их истинные значения.

Используя пример моделирования горизонтальных движений земной поверхности из работы А. А. Изотова (1969), были рассчитаны истинные компоненты деформации с учетом изменения азимута и длины базиса во вторую эпоху наблюдений для участков 2, 7, 10 и 2, 6, 7, 11 (рис. 4. 5). Затем были определены компоненты без учета изменения базиса и, наконец, они же рассчитаны без учета изменения азимута во вторую эпоху наблюдений. Результаты приведены в табл. 3.

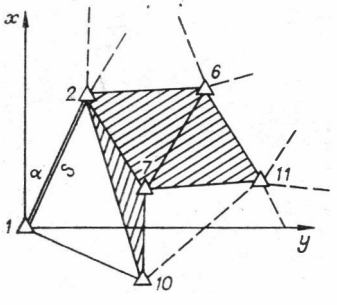



*Рис. 4.5.* Схема тестовой триангуляции (по Изотову, 1969).
$S$ — базис триангуляции; $\alpha$ — азимут.

Выполненный анализ и данные таблицы показывают, что сдвиговая компонента деформации ($\gamma_m$) совсем не затрагивается изменением длины базиса и азимута. Это отражает тот факт, что $\gamma_m$ зависит только от изменений углов в треугольниках. Дилатация ($\rho$) и значения максимального и минимального растяжения ($E_1$ и $E_2$) несут в себе постоянную ошибку от изменения базиса, а вращение ($w$) и направление главных осей растяжения — сжатия ($\varphi$) — от изменения азимута.

Таким образом, кроме того, что компоненты деформации дают новые сведения о процессе современных движений земной коры, они также обладают свойством отделять эффекты ошибок угловых и линейных измерений более четко, чем векторы смещений.

# Часть II

# КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

## Глава 5

## СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

### § 1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Можно считать окончательно установленным, что ни один участок земной поверхности и, видимо, земной коры в целом не находится в состоянии покоя. Современная динамика геологических структур — это естественный этап тектонического развития структуры земной коры.

Интерес к детальному изучению современных движений нашел отчетливое выражение в широком развитии наблюдений на геодинамических полигонах, созданных в сейсмоактивных районах нашей страны и за рубежом (Атрушкевич, 1972; Атрушкевич и др., 1971, 1973; Балавадзе и др., 1976; Буланже, 1965, 1969, 1975, 1976; Буланже, Лилиенберг, 1973; «Байкальский геодинамический полигон», 1970; Белоусов, 1969; Вереда, 1974; Гисс и др., 1973; Герасимов, 1968, 1973; Гофштейн и др. 1970, 1973; Горелов и др., 1973; Гусева, 1970; Гусева и др., 1973; Донабедов, Сидоров, 1963а, б, 1973; Жаринов, 1973; Захаров и др., 1973; Конопальцев и др., 1973; Курбанов, 1965, Курбанов, Челпанов, 1970; Мещеряков, 1965, 1968; Матцкова, 1973; Наумов, 1973; Никонов, 1977; Певнев, 1968; Сигалов, 1974; и др.). Подобные работы в своей совокупности представляют весьма перспективное направление исследований современной динамики земной коры.

Углубленное изучение количественных характеристик и физическая интерпретация современных движений позволит выяснить пространственное и временное развитие этих процессов, установить их связи с глубинным строением земной коры на полигонах, сейсмичностью, элементами тектоники и даст ключ к непосредственному пониманию закономерностей и механизма их проявления во времени (Фотиади, 1975). Однако решение подобных задач требует не только обеспечения нужного количества и качества наблюденных данных, но и методических исследований в тектонически разнородных районах.

За последние два десятилетия изучение современных движений геодизическими методами получило широкий размах не

только на геодинамических полигонах. Интенсивно увеличивается накопление данных по повторным наблюдениям государственных геодезических сетей, позволяющих судить о средней скорости движений на больших территориях. Именно на основе таких материалов составлены карты вертикальных движений ряда районов и, в частности, карта Восточной Европы, являющаяся коллективным трудом ученых социалистических стран (Буланже, Лилиенберг, 1973; Кузнецова, 1973; Мещеряков, 1965; Матцкова, 1973; и др.).

Данные повторных нивелировок служат также источником информации для поиска связей пространственного распределения движений с геофизическими полями, геоструктурными элементами и распределением месторождений полезных ископаемых (Донабедов, Сидоров, 1963а, б, 1973; и др.).

Отмечая все это в качестве бесспорного достижения, необходимо вместе с тем иметь в виду, что, не считая отдельных пунктов, в которых установлены деформографы и наклономеры, мы до настоящего времени не знаем, как идет процесс накопления медленных деформаций отдельных участков земной поверхности, какова внутренняя структура этого процесса и в чем его отличие для разнородных тектонических районов. Поэтому насущной задачей является паспортизация тектонических областей, в частности геодинамических полигонов, по характеру и интенсивности современных деформаций, создание набора эталонных эмпирических моделей временного развития скорости и эффекта накопления деформаций для зон с различным сейсмическим режимом.

В настоящей главе по данным многолетних повторных нивелировок на некоторых геодинамических полигонах (Байкальский, Алма-Атинский и др.), а также повторных наблюдений по ряду государственных профилей (Красноярск — Иркутск, Иркутск — Чита, Улан-Удэ — Кяхта и др.) рассмотрено пространственное распределение и интенсивность современных вертикальных деформаций приповерхностной части земной коры — параметров $\gamma$ и $\Theta$, методика определения которых была изложена в первой части работы.

Область использования подобных характеристик чистой деформации земной поверхности может быть весьма широкой. Параметры $\gamma$ и $\Theta$, количественно описывающие наклоны и изгибы отдельных участков земной коры, целесообразно использовать при решении многих вопросов тектонофизики, имеющих не только общетеоретическое, но и прикладное значение. В частности, использование статистических характеристик этих величин поможет классификации складчатых областей (при соответствующем накоплении регионального материала по современным вертикальным движениям), выделению зон активизированных разломов (и установлению типа деформирования), определяющих структурную позицию многих полезных

ископаемых эндогенного типа, составлению карт сейсмического районирования, объективность которого повышается при учете различных проявлений сейсмогенного процесса и в первую очередь — процесса современного деформирования земной коры. Вместе с тем использование указанных параметров движений улучшит понимание процессов деформации крупных инженерных сооружений (плотин гидроэлектростанций, нефте-, и газопроводов и т. п.), что будет способствовать более правильной их эксплуатации.

Следует особо остановиться на изгибовых деформациях. Их роль в формировании структур верхней части земной коры в прошлые геологические эпохи хорошо известна. При развитии изгиба границы толщи, вовлеченные в подобный процесс, искривляются. Вследствие удлинения одной и укорочения другой части слоя в поперечном сечении складки по разные стороны от нейтрального слоя возникают нормальные напряжения растяжения и сжатия, величина которых прямо пропорциональна расстоянию рассматриваемой точки поперечного сечения от нейтрального слоя (Беляев, 1976; Феодосьев, 1972; Филин, 1975).

Однако в общем случае изгиба в поперечном сечении структуры действуют не только изгибающие моменты, как при чистом изгибе, но и поперечные силы (например, в результате дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента). Последние стремятся сдвинуть одну часть структуры относительно другой в направлении, перпендикулярном к оси структуры. Поэтому поперечные силы вызывают в плоскости поперечного сечения касательные напряжения. Однако в силу закона парности касательных напряжений в структуре возникают и касательные напряжения, действующие вдоль ее оси, параллельно нейтральной плоскости, стремящиеся сдвинуть горизонтальные слои относительно друг друга. При этом в самых верхних и нижних слоях структуры, вовлеченной в изгиб, там, где нормальные напряжения от изгибающего момента имеют наибольшие значения, касательные напряжения равны нулю. Для сечений структуры, у которой ширина по всему сечению остается примерно постоянной, касательные напряжения максимальны в нейтральном слое (Филин, 1975).

Многие обычные комплексы горных пород образуют слоистые системы. Типичными примерами тому в осадочных толщах являются тонкие слои песчаников в аргиллитах, а в областях метаморфизма — слои кварцита среди сланцев или мраморов. В результате действия сжимающих тангенциальных усилий на такие комплексы пород более податливые слои будут испытывать существенное однородное сокращение размеров в направлении сжатия, в то время как слои, наиболее сопротивляющиеся деформации (с повышенной вязкостью), так называемые «компетентные», будут стремиться изогнуться в складки.

Теоретическое толкование этой проблемы может состоять в том, что как вмещающая среда, так и «компетентный» слой могут трактоваться как вязкие материалы. М. А. Био (Ферхуген и др., 1974), например, показал, что если рассматривать изгиб пластины толщиной $h$ и вязкостью $\eta$, заключенной в среду с более низкой вязкостью $\eta_1$, то при сжатии в плоскости слоистости развивается продольный изгиб с «доминирующей длиной волны», не зависящей от величины сжимающих усилий

$$L_g = 2\pi h \left(\frac{\eta}{6\eta_1}\right)^{1/3}.$$

Согласно этой теории, так же ведут себя и пачки из $n$ слоев с легким скольжением между ними. Такая пачка образует складку с доминирующей длиной волны

$$L_g = 2\pi h \left(\frac{n \cdot \eta}{6\eta_1}\right)^{1/3}.$$

Характерно, что в обоих случаях увеличение мощности слоев вызывает возрастание длины волны продольного изгиба. В действительности, формы складок, возникающие при продольном изгибе, чрезвычайно разнообразны, поскольку характер деформирования в изогнутом слое зависит от механических свойств вещества.

Уже было отмечено, что в компетентных слоях происходит складкообразование, некомпетентная же среда приспосабливается к новой форме залегания и заполняет пространство между сокращающимися или растягивающимися компетентными слоями. Однако, как показано М. В. Гзовским с сотрудниками (1975), при продольном сжатии могут развиваться не только складки продольного изгиба, но и качественно отличные складки продольного сплющивания.

Изгибовые деформации возникают в слоистых толщах и в результате поперечного изгиба, например, при дифференцированных вертикальных движениях блоков фундамента. Напряжения, приводящие к образованию подобных складок, неоднородны, а сжимающих усилий в плоскости изгибающегося слоя в таком случае нет. Для складок подобного генезиса характерна моносинклинальная или коробчатая форма. При этом в крутых частях складок за счет их растягивания над границами блоков фундамента должно происходить уменьшение мощности слоев. Возможны и другие структуры изгибового типа— складки изгиба со скольжением, скольжения или скалывания (Ферхуген и др., 1974).

Таким образом, изгибовые деформации земной коры, широко развитые в прошлые геологические эпохи, зафиксированы в различных типах наблюдаемых складчатых структур. Что же касается современного процесса деформирования верхней ча-

сти земной коры, то исследования изгиба до настоящего времени не проводились. Основное внимание при анализе вертикальных движений уделяется их скорости и градиенту в горизонтальном направлении. В последующих разделах настоящей главы наравне с наклонами земной поверхности рассматриваются и современные изгибовые деформации.

## § 2. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ТЕРРИТОРИИ

Количественные характеристики современных деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий представляют особый интерес. Рифтовые системы мира являются одним из важнейших объектов исследования специалистов различных наук о Земле. Данные подобных исследований важны для решения принципиальных вопросов тектонического развития земной коры континентов и океанов, в частности, для проверки идей новой глобальной тектоники, овладевших умами широкого круга геологов и геофизиков. Подавляющая часть исследователей считает, что в процессе образования и развития рифтовых систем основополагающую роль играют силы растяжения. Однако в настоящее время подобные представления базируются только на косвенных данных и остаются на уровне умозрительных схем. Все еще не познаны ни масштабы действия этих сил ни их природа, ни даже характер деформаций верхней части земной коры в подобных зонах.

Вопрос о современных деформациях земной поверхности рифтовой зоны может быть решен достаточно полно на основе повторных наблюдений государственных геодезических сетей, нивелирующих и связывающих противоположные берега Байкала. Повторные наблюдения рядов триангуляции в районе о. Ольхон и с. Посольского могли бы принести исключительно ценные сведения о современном развитии Байкальской рифтовой зоны. Однако вопрос об их перенаблюдении все еще находится в стадии обсуждения. Поэтому мы вынуждены в настоящем разделе ограничиться только данными вертикальных перемещений по ряду профилей, секущих рифтовую зону и прилегающие к ней территории.

I. **Усть-Селенгинская депрессия** является одним из наиболее сейсмически активных участков Байкальской рифтовой зоны. В геолого-геофизическом отношении этот район хорошо изучен, и особенности его строения и исторического развития подробно освещены во многих работах (Замараев, 1962; Солоненко и др., 1968; Хромовских, 1965; и др.).

Начиная с 1968 г. здесь ежегодно по профилю, секущему южную часть северо-восточного склона упомянутой депрессии, проводятся высокоточные нивелировки («Байкальский геоди-

намический полигон», 1970). Профиль протяженностью 36 км начинается у ст. Селенга и оканчивается в непосредственной близости от Дельтового разлома у с. Кудара. Анализ наблюдений показывает, что первая половина профиля слабо подвижна относительно репера у ст. Селенга, и смещения, как правило, не превышают ошибки наблюдений (Боровик и др., 1974), Поэтому мы ограничились рассмотрением вертикальных деформаций только по второй половине профиля, примыкающей к оз. Байкал.

На рис. 5.1, *а* приведены значения среднегодовой скорости наклона и изгиба в окрестности каждого репера. Как видно из рисунка, на всем участке от 10-го до 16-го репера скорость наклона в два раза превышает скорость изгибовой деформации. При этом наклон на протяжении всего профиля сохраняет один и тот же знак, а начиная с 12-го репера он резко возрастает, достигая максимальной величины в окрестности 14-го репера.

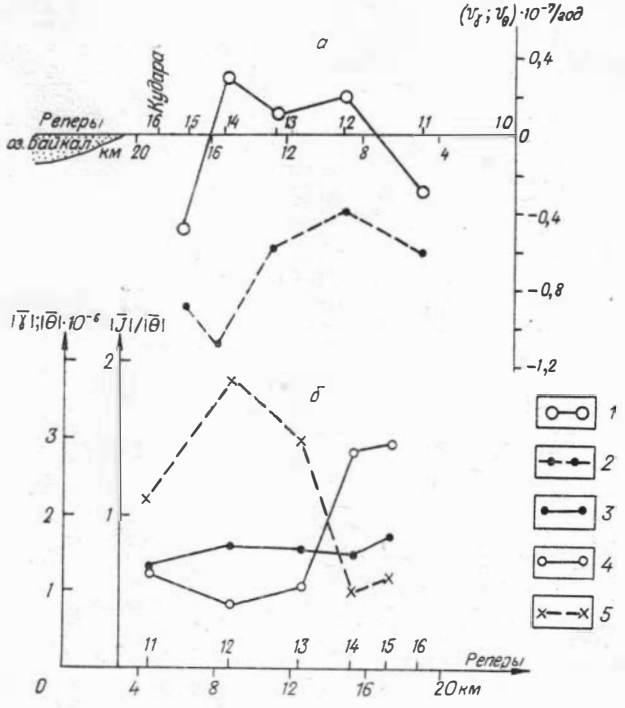



*Рис. 5.1.* Среднегодовая скорость накопления деформаций наклона и изгиба земной поверхности (*а*) и их среднегодовая интенсивность (*б*) по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за период 1968—1976 гг.

*1* — изгиб и *2* — наклон земной поверхности; *3* — среднегодовая интенсивность наклона в окрестности каждого репера; *4* — то же, изгиба; *5* — отношение интенсивности наклона к изгибу.

Скорость изгибовой деформации знакопеременна вдоль профиля, ее наибольшее значение также приурочено к предразломному участку.

Из сравнения годовой интенсивности деформаций (рис. 5.1, *б*) видно, что в окрестности каждого репера наклон остается примерно одинаковым, лишь слегка увеличиваясь к предразломному участку. Что касается годовой интенсивности изгибовой компоненты, то в непосредственной близости от Дельтового разлома она возрастает в три раза относительно ее значений на остальной части профиля. Вместе с тем ее интенсивность здесь в два раза превышает интенсивность сдвига.

Изменение характера деформаций в пространстве в общем случае может быть объяснено двумя причинами. Детерминированные глубинными процессами деформации верхней части земной коры проявляются опосредованно через сформировавшиеся в процессе ее исторического развития структурные элементы. В пределах сравнительно небольших территорий глубинные нагрузки можно считать примерно одинаковыми, тогда распределение аномалий деформации будет обусловлено различием физико-механических свойств горных пород и связано, в частности, со способностью последних к развитию трещинообразования, пластичности и т. п. С другой стороны, пространственное распределение деформаций может быть непосредственным следствием изменения интенсивности глубинных нагрузок, реологические свойства вещества в таком случае могут играть второстепенную роль.

Для территории Усть-Селенгинской депрессии, видимо, более вероятно предположение о перестройке напряженного состояния коры в районе Дельтового разлома. Об этом свидетельствует и наличие в дельте р. Селенги землетрясений с различным механизмом очагов (Боровик и др., 1974).

Таким образом, в зоне этого разлома в настоящее время происходит аномальное относительно других частей Усть-Селенгинской впадины накопление вертикальных деформаций наклона и изгиба. При этом годовая интенсивность изгибовой деформации значительно выше, чем наклона, однако постоянная однонаправленность последнего приводит к более быстрому его накоплению во времени.

II. **Граница Сибирской платформы с рифтовой зоной.** Ангинский профиль повторного нивелирования начинается в непосредственной близости от берега Байкала на мысе Крестовском и сечет ряд крупных геоморфологических элементов: Прибрежную возвышенность, Маломорское понижение, Приморский хребет, северо-западный склон которого постепенно сливается с Онотской возвышенностью, и, наконец, выходит в районе с. Баяндай в Манзурское понижение Сибирской платформы («Байкальский геодинамический полигон», 1970). Между реперами «Приморский хр.» и «Петрово» (рис. 5.2) проходит При-

морская ветвь Обручевского сброса, заложение которой относится к нижнему протерозою. Неоднократные метаморфические процессы, связанные с многократными подвижками, свидетельствуют о том, что активизация захватывала Приморский разлом неоднократно (Шерман, 1975).

Из рис. 5.2 очевидно, что и в настоящее время зона этого разлома подвержена наиболее интенсивным деформациям по сравнению с другими участками профиля. Особенно значительна здесь изгибовая составляющая вертикальных деформаций. Высокая скорость накопления деформаций присуща всему Приморскому хребту и Маломорской депрессии. При этом хребет выгибается «вверх», а депрессия прогибается «вниз». Достоверные значения скорости накопления деформаций обнаруживаются и на границе Сибирской кайнозойской платформы с рифтовой зоной.

Количественные значения наклона земной поверхности Приморского хребта и Маломорской впадины сопоставимы между собой. Обе эти структуры с одинаковой скоростью за период с 1967 по 1972 г. систематически наклонялись в сторону оз. Байкал. Западная же часть Прибрежной возвышенности и Куретская впадина имели противоположный наклон. Подобно последним наклонялись и значительно изгибающиеся юго-восточные участки Сибирской платформы.

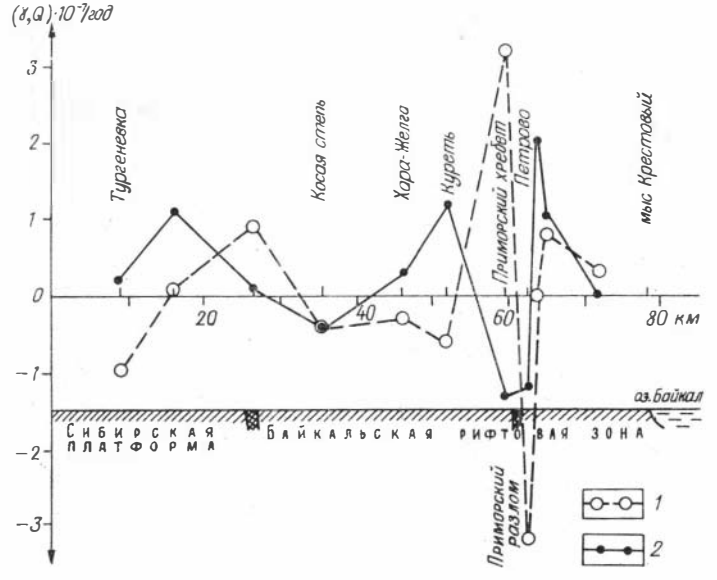
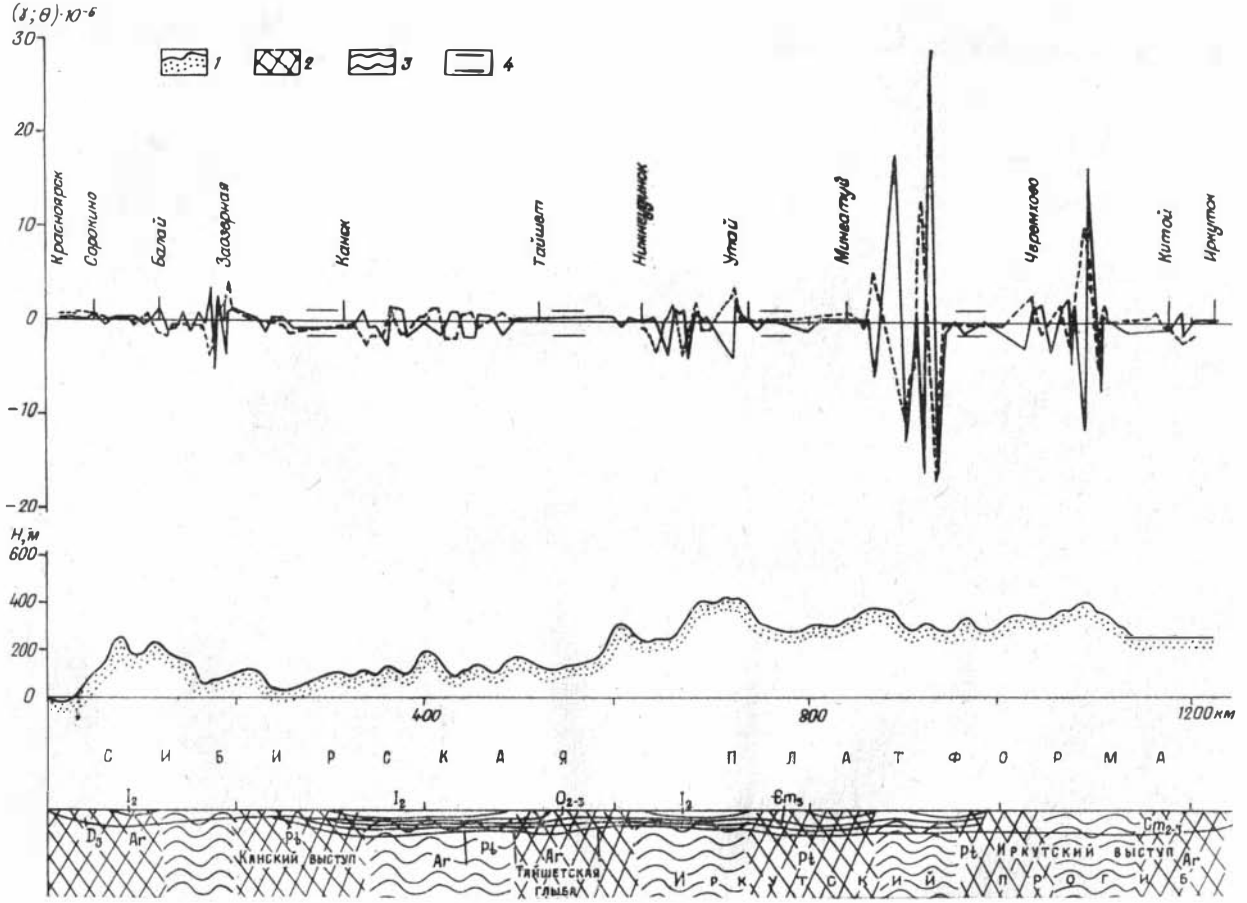



*Рис. 5.2.* Среднегодовая скорость накопления деформаций земной поверхности по Лигинскому профилю Байкальского полигона за период 1967—1972 гг.

*1* — изгиб и *2* — наклон земной поверхности.



(γ;θ)·10⁻⁶
30
20
10
0
-10
-20
1
2
3
4
Красноярск
Сорокино
Балай
Заозерная
Канск
Тайшет
Нижнеудинск
Утай
Минеатуй
Черемхово
Китой
Иркутск
H,м
600
400
200
0
400
800
1200км
С И Б И Р С К А Я П Л А Т Ф О Р М А
I₂
I₂
O₂₋₃
I₂
Єm₃
Cm₂₋₃
D₃
Ar
Pt
Канский выступ
Ar
Pt
Ar
Тайшетская глыба
Pt
Иркутский выступ
Ar
И р к у т с к и й п р о г и б

Полученные данные свидетельствуют о том, что характер современных деформаций земной поверхности северо-западного и юго-восточного берегов Байкала в направлении, перпендикулярном простиранию рифта, различен. Юго-восточный берег с небольшими локальными изгибами в целом систематически наклоняется к осевой части впадины. При этом скорость наклона в среднем увеличивается с приближением к берегу озера. Западное Прибайкалье деформируется иначе. Здесь нет региональной составляющей деформации. Направление наклона и знак локальных изгибов меняется несколько раз на протяжении 80 км от берега Байкала. Это приводит к своеобразному «гофру» поверхности.

III. **Южная часть Сибирской платформы.** Профиль Красноярск — Иркутск проходит вдоль железнодорожной магистрали и пересекает юго-западную окраину Сибирской платформы. Исходными данными для определения деформаций земной поверхности служили результаты нивелировок, выполненных геодезической службой нашей страны в 1937—1943 гг. Компоненты изгиба ($\Theta$) и наклона ($\gamma$) определялись по данным повторных нивелировок 1961—1965 гг. по методике, изложенной в главе III. На рис. 5.3 приведены значения параметров $\gamma$ и $\Theta$, накопленные в среднем за 22 года. Как видно из рисунка, на рассматриваемой территории выделяется пять аномалийных зон достоверных деформаций. Подобные зоны, за исключением Канско-Тайшетской, имеют примерно одинаковую длину порядка 75—90 км и четко разделены недеформируемыми зонами несколько большего масштаба — 100—130 км.

Балай-Заозерная активизированная зона простирается по участкам юрских и девонских отложений. Нивелирный профиль здесь почти субширотен и в районе пос. Заозерный сечет продолжение глубинного разлома, имеющего северо-западное направление. Накопленные деформации, находящиеся на грани ошибок в районе пос. Балай ($1{,}2 \cdot 10^{-6}$), увеличиваются в районе пос. Заозерный до средней величины ($4 \cdot 10^{-6}$).

Вторая весьма слабо активизированная зона протяженностью около 100 км расположена между Канском и Тайшетом. Первая ее часть проходит по южному борту юрских отложений Канско-Тасеевской впадины и затем сечет прерывисто распространенные девонские и ордовикские отложения. Деформирование верхних горизонтов коры здесь начинается непосредственно в районе разлома, проходящего несколько восточнее г. Канска. Однако деформация достигает всего $2 \cdot 10^{-6}$, а местами па-

*Рис. 5.3.* Накопленные значения деформаций изгиба и наклона земной поверхности по профилю Красноярск — Иркутск за период 1937—1943 — 1961—1965 гг.

*1* — рельеф по профилю; *2* — недеформируемые блоки; *3* — активизированные зоны верхней части коры; *4* — граница достоверных значений $\gamma$ и $\Theta$.

ходится в пределах ошибок определения. Указанные слабо активизированные участки поверхности разделены зоной полного отсутствия деформирования. В плановом отношении к последней приурочен Канский выступ фундамента Сибирской платформы.

Следующая активизированная зона протяженностью порядка 85 км располагается между Нижнеудинском и пос. Утай (см. рис. 5.3). Весь этот участок профиля северо-запад — юго-восточного направления проходит по юрским отложениям северо-западной части Иркутского прогиба и только своим юго-восточным концом захватывает ордовик. Величина накопленного эффекта деформаций здесь также незначительна — $2 \div 4 \cdot 10^{-6}$, однако заметно выше, чем в зоне Канск — Тайшет. По обеим сторонам Нижнеудинск-Утайской зоны располагаются участки полного отсутствия деформаций — Тайшет-Нижнеудинская и Утай-Мингатуйская. Следует заметить, что первая из них (участок профиля) имеет направление, параллельное простиранию поверхностных структур.

Наибольший интерес вызывают две следующие зоны, названные нами Мингатуйской и Черемховской, разделенные между собой спокойным участком. Величина накопленных за 22-летний период параметров изгиба и наклона в первой из них достигла $30 \cdot 10^{-6}$, во второй — $17 \cdot 10^{-6}$. Подобный уровень деформаций обусловлен, видимо, активностью современных глубинных процессов в зонах контакта структур кристаллического фундамента платформы. По данным К. А. Савинского (1964) и Э. Э. Фотиади (1967), в районе несколько восточнее г. Черемхово стыкуются глубинные разломы, ограничивающие древнюю Ангарскую глыбу от Присаянского мобильного пояса (Савинский, 1964). Видимо, этот контакт на современном этапе весьма активен.

Однако, как уже было отмечено, зоной самых больших деформаций является территория, расположенная восточнее пос. Мингатуй. Рассматриваемый профиль здесь проходит по юрским отложениям Иркутского прогиба. Активность этой территории, видимо, также связана с зоной разрывных нарушений фундамента платформы, простирающейся вплоть до границы Иркутского выступа фундамента (Савинский, 1964).

Таким образом, рассмотренные данные по профилю Красноярск — Иркутск показывают, что поле современных деформаций земной поверхности южной части Сибирской платформы характеризуется четкой морфологической зональностью — чередованием деформируемых и недеформируемых участков. Подобная зональность, видимо, обусловлена в первую очередь активностью зон разломов кристаллического фундамента платформы и опосредуется через строение осадочного чехла прилегающих к ним участков. Следует особо подчеркнуть исключительно высокую активность юго-восточных зон (Мингатуйской

и Черемховской) по сравнению с северо-западными зонами профиля.

По профилю Иркутск — Качуг, простирающемуся в северо-восточном направлении субпараллельно Байкалу, деформации недостоверны. Только в трех небольших зонах их значения выходят за пределы ошибок. Однако из-за большого расстояния между реперами в этой части профиля (до 25 км) и малых значений параметров $\gamma$ и $\Theta$ их приуроченность к тектоническим структурам не рассматривалась.

IV. **Рифтовая зона и Западное Забайкалье.** Профиль Слюдянка — Чита рассекает Байкальскую рифтовую и Забайкальскую глыбово-волновую зоны (Солоненко и др., 1968; и др.). Как видно из рис. 5.4, участок Слюдянка — Татаурово, имеющий протяженность свыше 400 км и проходящий субпараллельно простиранию рифтовой зоны, деформируется весьма слабо. Здесь выделяются только две достаточно узкие аномалийные зоны, приуроченные к бортам Усть-Селенгинской и Селенгино-Итанцинской впадин, разделенных Твороговским поднятием. Сама Селенгино-Итанцинская впадина, хотя и является пограничной структурой в системе Байкальского рифта, не подвержена современным деформациям. Однако ее восточный борт, который ограничивается Татауровским надвигом, совпадает с началом мощной Татаурово-Улан-Удинской зоны современных деформаций. Профиль здесь проходит перпендикулярно рифтовой зоне. Скорость деформаций достигает $1 \cdot 10^{-6}$ в год (табл. 4). Видимо, названная зона деформаций обусловлена не только собственно вертикальными движениями блоков коры, но и горизонтальными, формирующими надвиг в бортовой зоне Селенгино-Итанцинской впадины.

Восточнее описанной зоны между Удинской и Хилокской впадинами располагаются два недеформируемые блока, разделенные непротяженной зоной деформации со скоростью $3 \cdot 10^{-6}$ в год, приуроченной к зоне разлома. Еще более мощная зона современных деформаций протяженностью порядка 200 км относится к районам Хилокской и Могзонской впадин. Ее начало совпадает примерно с западным бортом Хилокской впадины. В самой зоне достаточно четко выделяются два участка пониженной интенсивности деформирования, соответствующие в плане собственно упомянутым впадинам. Наибольшая же скорость деформирования (до $4 \cdot 10^{-6}$) относится к восточной части Могзонской впадины к району Яблонового хребта. Видимо, процесс развития этого района идет в настоящее время в сторону усложнения поля структур в связи со значительными изгибовыми деформациями, обусловливающими собой зоны растяжения и сжатия.

V. **Юго-восточная часть Забайкалья.** В данном районе рассмотрено четыре профиля: Кяхта — Жемчуг, Кяхта — Улан-Удэ, Кяхта — Баляга и Хилок — Оловянная. В ряде мест

Таблица 4

**Максимальная годовая скорость современных деформаций изгиба и наклона приповерхностной части земной коры**

| Профиль | Зона деформаций | Скорость максимальных деформаций | Период, гг. |
|---|---|---|---|
| Селенгинский | В среднем по профилю | $1 \cdot 10^{-7}$ | 1968—1976 |
| Ангинский | В среднем по профилю | $3 \cdot 10^{-7}$ | 1967—1972 |
| Гремячинский | В среднем по профилю | $3 \cdot 10^{-6}$ | 1973—1976 |
| Красноярск — Иркутск | Балай-Заозерная<br>Канск-Тайшетская<br>Нижнеудинск-Утайская<br>Мингатуйская<br>Черемховская | $2 \cdot 10^{-7}$<br>$1 \cdot 10^{-7}$<br>$2 \cdot 10^{-7}$<br>$1 \cdot 10^{-6}$<br>$0{,}8 \cdot 10^{-6}$ | 1937—1943—<br>1961—1965 |
| Слюдянка — Чита | I<br>II<br>Татаурово-Улан-Удинская<br>III<br>Хилок-Могзонская | $2 \cdot 10^{-7}$<br>$3 \cdot 10^{-7}$<br>$1 \cdot 10^{-6}$<br>$3 \cdot 10^{-6}$<br>До $4 \cdot 10^{-6}$ | 1937—1943—<br>1961—1965 |
| Хилок — Оловянная | Малханская<br>Борщовочная | $5 \cdot 10^{-7}$<br>$8 \cdot 10^{-7}$ | 1938—1972 |
| Баляга — Кяхта | Урлукско-Кударинская | $2 \cdot 10^{-7}$ | 1936—1972 |
| Кяхта — Улан-Удэ | Нет | 0 | 1937—1971 |
| Иркутск — Качуг | В среднем по профилю | $1 \cdot 10^{-7}$ | 1938—1970 |
| Кяхта — Жемчуг | В среднем по профилю | $2 \cdot 10^{-7}$ | 1937—1971 |
| Спицино — Чара | В среднем по профилю | $0{,}7 \cdot 10^{-6}$ | 1968—1974 |

эти линии не совсем уверенно привязаны к местности, что затрудняет сопоставление зон деформации, выделенных на профилях, с тектоническими структурами, хотя общее соотношение подобных зон в поле тектонических структур не вызывает сомнения. Три зоны достоверных деформаций наклона и изгиба по профилю Кяхта — Жемчуг достаточно уверенно отождествляются с зонами разломов. Единственная зона деформаций по профилю Кяхта — Баляга приурочена к зоне разломов в районе между Урлукской и Кударинской впадинами. На остальной части профиля наблюдаются большие разрывы между сохранившимися реперами из первоначальной нивелировки.

Весьма большая интенсивность деформирования со скоростью $0{,}8 \cdot 10^{-6}$ в год наблюдается на трех участках профиля

Хилок — Оловянная, они также приурочены к известным зонам разломов, в частности к Монголо-Онотскому и Онон-Туранскому (примерно половина этого профиля имеет почти южное простирание, вторая — северо-восточное).

Определенный интерес вызывает профиль Кяхта — Улан-Удэ, проходящий по Боргойско-Гусино-Иволгинской системе впадин. По данным ряда исследователей (Замараев, 1962; Солоненко и др., 1968; Флоренсов, 1960), можно судить, что в кайнозое здесь происходили значительные перемещения и деформации. Наличие сейсмогенных структур, выделенных В. С. Хромовских (Солоненко и др., 1968), и современная сейсмическая активность являются показателем живой тектоники этого района. Кайнозойская активность присуща не только главным линеаментам Гусино-Удинской системы разломов, но и оперяющим разрывам. Однако вдоль профиля Кяхта — Улан-Удэ, рассекающего Гусино-Иволгинскую систему, за период с 1937 по 1971 г. не произошло накопления ни изгибовых деформаций, ни наклона. Не исключено, что отсутствие деформаций объясняется субпараллельным направлением профиля основным структурам данного района, определяющим поле современных деформаций.

VI. **Северо-восточная часть рифтовой зоны.** Профиль Спицино — Чара, совпадающий в районе р. Куанды с трассой БАМ, пересекает Муйско-Чарскую горную перемычку и северо-восточной частью входит в Чарскую впадину. Зоны сочленения Чарской и Куандинской впадин с Муйско-Чарской горной перемычкой здесь четко фиксируются минимумом интенсивности деформации наклона. На перемычке и во впадинах наклон достигает максимальных значений. Деформация изгиба недостоверна по всему профилю, за исключением зоны сочленения Куандинской впадины с упомянутой горной перемычкой (рис. 5.5).

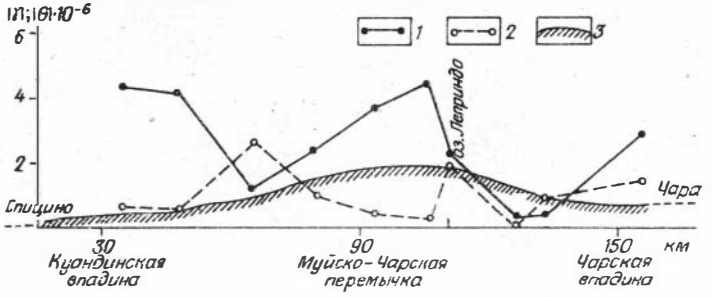



*Рис. 5.5.* Накопленные значения деформаций изгиба и наклона земной поверхности по профилю Спицино — Чара за период 1968—1972 гг.

*1* — наклон; *2* — изгиб; *3* — рельеф поверхности по профилю.

Приведенные результаты исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. Систематическое увеличение деформации наклона земной поверхности Усть-Селенгинской депрессии к осевой части оз. Байкал может быть объяснено как отражение продолжающегося в настоящее время растяжения этой территории в направлении, перпендикулярном ее простиранию. Однако в Западном Прибайкалье в зоне Приморского разлома и примыкающих к нему структур подобные признаки отсутствуют. Здесь пространственное распределение вертикальных деформаций в том же направлении скорее всего соответствует другому механизму деформации, связанному либо с горизонтальным сжатием, обусловленным, возможно, разворотом Сибирской платформы против часовой стрелки (Есиков, Панкрушин, 1969), либо с упором внедрившегося на границе платформы вещества астеносферы и растекающегося в юго-восточном направлении (Пузырев, Крылов, 1977; и др.)

2. Южная часть Сибирской платформы в современную эпоху характеризуется определенной зональностью деформаций, объясняемой приуроченностью подобных зон к системам глубинных разломов. Детального изучения здесь заслуживают участки особенно интенсивных накоплений деформаций — Мингатуйский и Черемховский. Они в плане соответствуют поперечному сечению субмеридиональных зон аномалий гравитационного и магнитного полей, имеющих прямое отношение к зонам глубинных разломов фундамента, ограничивающих древнюю Ангарскую глыбу.

3. Из анализа табл. 4 следует, что величина скорости современных деформаций не всегда может быть принята безусловным индикатором сейсмоактивности того или другого района. Примером тому служит наличие на асейсмичной Сибирской платформе упомянутых выше зон со среднегодовой скоростью деформаций, на порядок превышающей таковую в сейсмически активной Селенгинской впадине. Иными словами, на ряде участков Сибирской платформы современные деформации верхней части земной коры накапливаются значительно быстрее, чем в Байкальской рифтовой зоне. Видимо, свойствами пластичности деформирования в большей степени обладают определенные осадочные толщи платформенной области.

4. Скорость современных деформаций в южной части Байкальской рифтовой зоны на порядок ниже, чем на трассе БАМ.

5. Исключительно высокой скоростью современных деформаций изгиба и наклона охвачена Хилок-Могзонская зона (см. табл. 4), относящаяся к Забайкальской глыбово-волновой зоне. Видимо, современный процесс здесь наследует тип интенсивных изгибовых деформаций кайнозоя.

И в заключение отметим, что процесс необратимых изменений макроформы, особенно сложных по структуре тел, связан

с нарушением внутренней сплошности материала в результате возникновения множества локальных микроразрывов, что, в конечном счете, приводит к постепенному разрыхлению материала (Кузнецова, 1969; Макклинток, 1976; Роней, 1976; и др.) и, следовательно, к увеличению его проницаемости. Поэтому выделение зон интенсивных деформаций (с учетом того, что современные деформации, как правило, наследуют деформации прошлых геологических эпох) имеет важное прогностическое значение в связи с тем, что подобные зоны могут служить каналами миграции флюидов и, в частности на Сибирской платформе, миграции нефти из ее северных районов в южные (Савинский, 1964).

## § 3. ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ИЛИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ЗАИЛИЙСКОМ АЛАТАУ

Алма-Атинский геодинамический полигон, территориально охватывающий г. Алма-Ату и его окрестности (Атрушкевич, 1972; Атрушкевич и др., 1973; Остроико и др., 1976; и др.) расположен на стыке двух различных геотектонических областей. На юге его профили рассекают северный склон передового в Северном Тянь-Шане хр. Заилийского Алатау, а на севере — Илийскую межгорную впадину.

В последние годы в связи с производством планомерных среднемасштабных геологических съемок и широкой постановки работ по изучению глубинного строения при помощи комплекса средств разведочной геофизики и сейсмологии, геологическое строение района освещено довольно широко (Альтер и др., 1973; Певзнер и др., 1975; Паталаха, Чабдаров, 1976; Куликовский, 1974, Уразаев и др., 1974, 1976). Наиболее полная сводка данных по геологическому строению рассматриваемой территории, последовательно изложенная с единой геотектонической позиции, содержится в трудах Г. Н. Щербы (1970, 1975).

В пределах Илийской впадины выделяется ограниченный разломами Алма-Атинский прогиб, пространственно почти полностью совпадающий с территорией города (Певзнер и др., 1975). Глубина погружения фундамента под городом колеблется от 1 до 4 км, в южной части он наиболее приближен к поверхности. Тектоническое строение характеризуется большим числом разломов разного ранга, которые объединяются в Северо-Тяньшаньскую зону глубинных разломов восток-северо-восточного (тянь-шаньского) простирания. Отдельные разломы этой зоны заложены в допалеозое и проникают, видимо, через всю кору (50—55 км). Большинство разломов подновлено в результате новейших движений (Куликовский, 1974).

Анализ относительной скорости современных вертикальных движений реперов на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в виде карт и по профилям вкрест простирания основных структур показал мелкоблоковость структуры фундамента и позволил выявить некоторые особенности движений. В частности, установлено, что в целом земная кора на Алма-Атинском полигоне испытывает дифференцированные восходящие движения. Градиент скорости направлен с севера на юг. Выявлены также колебательные движения, возможно, связанные с подготовкой сильного землетрясения (Атрушкевич, 1972; Остропико и др., 1976).

Однако исследования чистой деформации земной коры с целью выяснения ее интенсивности и латерального распределения аномалий, характера их развития во времени не проводилось.

Для выяснения этих вопросов по данным восьмикратных повторных нивелировок (1967—1975 гг.) нами совместно с П. А. Остропико составлены схемы годовых значений изгибовой деформации и наклона вертикального разреза земной коры по субмеридиональным профилям за периоды: 1967—1968, 1968—1969, . . ., 1974—1975 гг., а также схемы алгебраически накапливаемого эффекта этих параметров относительно 1968 г.— — 1968—1969, 1968—1970, . . ., 1968—1975 гг. Исходным репером для определения скорости вертикальных движений (начала координат) служил для всех профилей и эпох наблюдений репер 656 (Атрушкевич, 1972). Остановимся вначале на вопросе точности определения компонент деформации.

Средняя квадратическая случайная ошибка определения превышения на 1 км нивелирного хода, выполненная П. А. Остропико по разности прямых и обратных измерений с применением однофакторного дисперсионного анализа для выборки по всему полигону и по каждому профилю в отдельности, а также по невязкам замкнутых ходов за все годы наблюдений не превышает $\pm 0{,}52$ мм/км. Систематическая погрешность составляет примерно $\pm 0{,}08$ мм/км. Поскольку среднее расстояние между реперами полигона около 1,2 км, то, согласно формуле (4.20), средняя квадратическая ошибка параметров $\gamma$ и $\Theta$ оценивается в среднем величиной порядка $\pm 0{,}4 \cdot 10^{-6}$. Рассмотрим особенности латерального распределения параметров $\gamma$ и $\Theta$ на территории полигона.

**Наклон слоев верхней части коры** (рис. 5.6). На территории г. Алма-Аты выделяется более десятка локальных блоков с повышенной деформацией накапливаемого эффекта наклона интенсивностью $5 \div 25^{-6}$. Чтобы рассмотреть характер его изменения во времени, на каждый участок составлены графики (рис. 5.7), где изображен ход аномалий наклона, рассчитанных как

$$\gamma_a = \gamma_{набл} - \gamma_{ср},$$

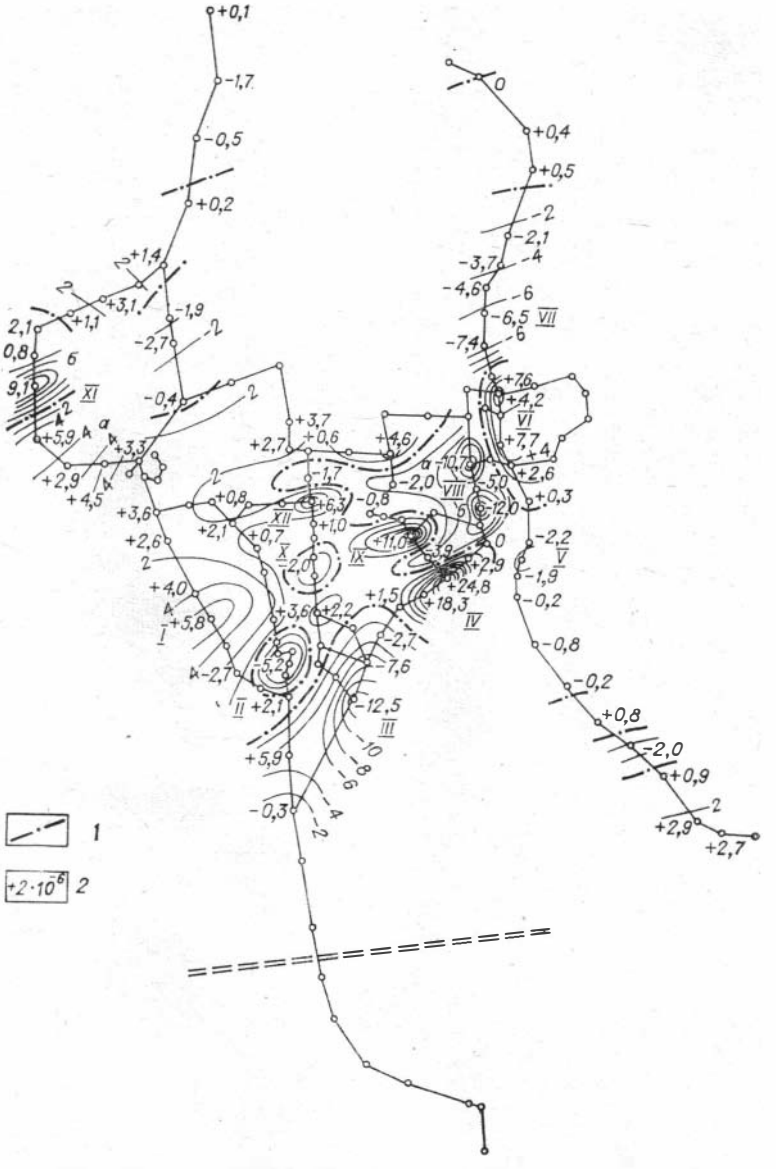



*Рис. 5.6.* Схема накопленных наклонов земной поверхности на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за период 1968—1975 гг. Римские цифры — номера аномалий наклона.

*1* — нулевая изолиния; *2* — изолиния равных значений.

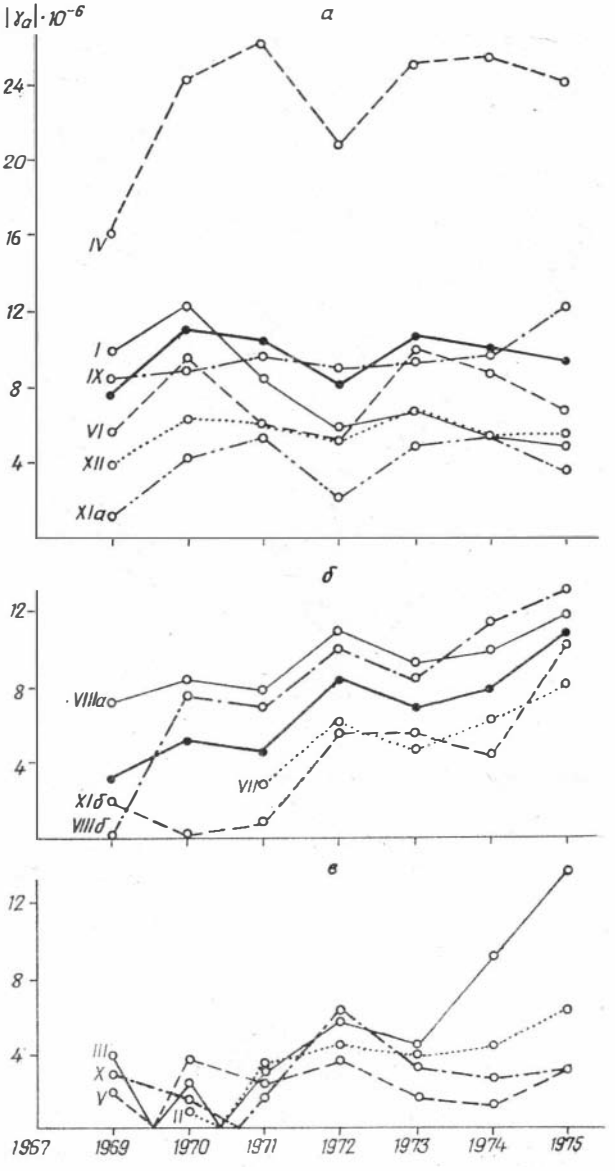



*Рис. 5.7.* Развитие во времени абсолютных значений аномалий наклона на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.

Участки с постоянным положительным наклоном (*а*), с постоянным отрицательным эффектом (*б*), участки, на которых накопленный эффект в первые годы менял знак (*в*). Жирные линии — средние значения; римские цифры — номера аномалий по рис. 5.6.

где $\gamma_a$ — значение аномалии сдвига, $\gamma_{набл}$ — рассчитанное значение, $\gamma_{ср}$ — среднее значение для всего полигона.

Анализ рис. 5.7 показывает, что по характеру развития во времени накапливаемого эффекта можно выделить три типа небольших блоков: 1 — блоки с постоянным положительным эффектом сдвига, 2 — с постоянным отрицательным эффектом и 3 — с переменой знака деформирования в первые годы наблюдений. К первому типу относятся участки, отмеченные на рис. 5.6 номерами I, IV, VI, IX, XIa, XII; ко второму — VII, VIIIa, VIIIб, XIб и к третьему — II, III, V и X.

Поскольку все вычисления выполнены при одном и том же направлении оси $x$ (север — юг), то знак сдвига приобретает определенный геометрический смысл, а именно смена знака в пространстве означает изменение характера деформации отдельных структур. Если же знак меняется во времени на одном и том же участке, то это свидетельствует об изменении внешних по отношению к данному участку нагрузок.

Поэтому вполне вероятно, что изолинии нулевых значений интенсивности деформаций, особенно если пространственное положение подобных линий достаточно устойчиво во времени, являются отражением некоторых границ блоков коры. Возможно, что верхние горизонты коры с различным знаком деформирования отличаются по пластическим свойствам вещества в латеральном направлении. Вместе с тем нулевые изолинии могут отражать и границы в общем однородных блоков, если эти границы являются ослабленными зонами разломов.

Необходимо также заметить, что положительные значения наклона во всех случаях означают, что наклон происходит в сторону начала координат, а отрицательные — в противоположную. Поэтому границы между участками, для которых сохраняются разные знаки интенсивно накапливаемого во времени наклона, с определенной вероятностью могут быть отнесены к живущим участкам разломов, где как раз и может происходить разрыв знака деформирования. Хотя, конечно, все равно не снимается вопрос о границе двух структур с различными пластическими свойствами вещества, например о границе флюидонасыщенных и «пустых» структур осадочного чехла без наличия между ними разломов в современном понимании.

Очевидно, чем выше активность разлома или чем более резкое различие пластических свойств вещества соседствующих блоков, тем должны быть больше при прочих равных условиях, интенсивности аномалий деформации и их градиенты в горизонтальном направлении, а также степень устойчивости знака накопленного приращения деформации во времени, так как в этом случае будет меньше сказываться влияние внешних и внутренних помех. По-видимому, особенно резкими и устойчивыми должны быть градиенты аномалий в том случае, когда живущие нарушения или границы между структурами близки

к вертикальным. Для структур с пологими границами и с малыми различиями пластических свойств горных пород разность интенсивности деформации, а также градиент аномалий в горизонтальном направлении, видимо, должны быть меньше.

Однозначная интерпретация аномалий деформации — дело весьма сложное, поскольку их интенсивность и характер развития во времени зависит одновременно от многих факторов, а не только от пластических свойств и разломной тектоники. Распределение деформаций в пространстве и их интенсивность, в частности, зависят от формы разрывных нарушений, часто представляющих собой сочленения под разными углами не только прямо-, но и криволинейных отрезков (Гзовский, 1975).

В вышеприведенных рассуждениях предполагалось, что на каждом локальном участке глубинные нагрузки приблизительно одинаковы. Подобное допущение вполне правдоподобно для рассматриваемой части настоящего полигона.

Прежде чем выяснить индивидуальные особенности аномалий накопленного наклона, рассмотрим присущие им общие черты. Сравнение схем с погодовым накоплением позволило убедиться в том, что пространственное положение аномалий сдвиговой деформации в течение всего рассматриваемого периода весьма устойчиво, хотя их интенсивность меняется во времени. Это говорит о том, что подобные участки земной поверхности можно выделить в качестве блоков разнородного деформирования, обусловленного местными неоднородностями строения и состава приповерхностной части земной коры. Примечательно, что структуры с однозначковым эффектом накапливаемого наклона располагаются в различных частях полигона, но изменение их деформации во времени носит аналогичный характер. Примером могут служить участки IV и XIa; VII и XIб и др. (см. рис. 5.6).

Начиная с 1971 г., уже после Саракамышского землетрясения, четко проявляется в среднем негативный ход во времени модулей отрицательных и положительных аномалий. Действительно, если среднее значение положительных аномалий (см. рис. 5.7) за период 1971—1972 гг. понизилось, то модуль подобных значений отрицательных аномалий за это же время повысился и т. д. вплоть до 1975 г. Негативное соотношение интенсивности разнознаковых аномалий наклона проявляется не только в среднем для всех положительных и отрицательных аномалий, но и для любых из них пар в отдельности, за исключением, правда, аномалии IX, уровень которой менялся очень слабо на протяжении всего времени.

Рассмотрим возможную причину указанного соотношения между ходом во времени положительных и отрицательных наклонов на примере участков VI и VIII (рис. 5.6), учитывая, что положительный эффект на участке VI означает его наклон на

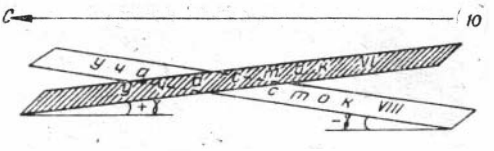



*Рис. 5.8.* Схема возникновения асинхронности изменений положительных и отрицательных наклонов.

север, а отрицательный на участке VIII — наклон последнего на юг.

Из рис. 5. 8, где схематически изображены эти участки, видно, что асинхронность может быть объяснена эффектом наклона всего полигона в целом. Действительно, если вся территория полигона как жесткий блок наклоняется к югу, то интенсивность отрицательных аномалий увеличивается, а положительных уменьшается и наоборот,— если верхняя часть коры территории полигона наклоняется к северу, то интенсивность положительных аномалий растет, а отрицательных — уменьшается.

Что касается времени до 1971 г., то, как видно из рис. 5.7, средние значения модулей накапливаемых отрицательных и положительных сдвигов изменялись синхронно: до 1970 г. их вели чина нарастала, полигон как бы разламывался на отдельные куски, но затем в период 1970—1971 гг. подобный процесс несколько утих, интенсивность наклонов уменьшилась, и с 1971 г. наступил рассмотренный выше этап асинхронных изменений. Если бы процесс «разламывания» территории полигона полностью прекратился в 1971 г. и в настоящее время она лишь «покачивалась» бы в направлении север — юг, то очевидно, что сумма модулей отрицательных и положительных аномалий наклона осталась бы постоянной. Однако эта величина постепенно нарастает — 14,9 (1970—1971 гг.); 16,2; 17,3; 17,9 и 20,0 (1974—1975 гг.), что говорит о продолжающемся процессе «разламывания» территории полигона. При этом, как видно из приведенных цифр, если до 1974 г. скорость процесса падала, то за период 1974—1975 гг. она значительно возросла.

Таким образом, рассмотренные результаты свидетельствуют о том, что территория Алма-Атинского полигона в настоящее время испытывает не только деформацию общего квазипериодического наклона, но здесь развивается процесс локальных разнонаправленных наклонов, особенно четко проявляющийся на ряде участков, отмеченных на схеме (см. рис. 5.6).

Анализ схем годовых приращений наклона (здесь они не приводятся) показал, что наложение деформации локальных участков на деформацию полигона как целого делает картину распределения суммарного годового приращения наклона очень сложной. Из сопоставления таких схем видно, что фоновая составляющая знакопеременна во времени, что отражает характер рассмотренного выше общего наклона территории в направлении север — юг.

Из опытов известно, что различные материалы по-разному реагируют на одинаковую нагрузку. Поэтому среднегодовые приращения интенсивности деформации естественно должны быть в определенной связи со свойствами субстрата верхней части земной коры на соответствующих им участках. Например, присутствие флюидов, особенно воды, оказывает очень сильное воздействие на механические свойства горных пород. Даже кварц — один из прочнейших и наименее текучих минералов земной коры в присутствии воды при определенных сочетаниях давления и температуры становится исключительно слабым и текучим (Ферхуген и др., 1974).

Неглубокое залегание грунтовых вод или иных флюидов, их концентрация в определенных местах, а также изменение уровня их залегания может быть причиной вариаций интенсивности накапливаемого эффекта деформации. Флюидонасыщенность горных пород на определенной глубине должна поразному проявляться в деформациях верхних горизонтов коры в связи с их составом и строением. Если приповерхностные горизонты коры представляют примерно одинаковый материал, то при увеличении глубины залегания флюидов годовые приращения деформации на подобных участках должны быть меньше, чем там, где флюиды залегают ближе к поверхности.

Для проверки высказанного предположения построены графики (рис. 5.9), где по оси абсцисс отложены глубины залегания грунтовых вод, а по оси ординат — среднегодовые прира-

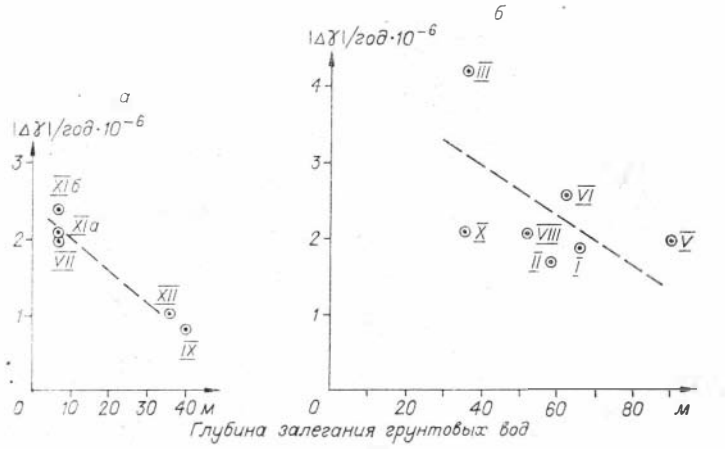



*Рис. 5.9.* Корреляция среднегодовых абсолютных значений приращений интенсивности наклона поверхности с глубиной залегания грунтовых вод на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за период 1968—1975 гг.

*а* — участки, сложенные в основном суглинками-супесями; *б* — участки с преобладанием валунно-галечников и гравий-галечников. Римские цифры — номера аномалий наклона (см. рис. 5.6).

щения накапливаемых интенсивностей наклона на участках, сложенных в основном суглинками-супесями и валунно-галечниками с глубиной залегания грунтовых вод 7—40 м. Как видно из рисунка, на участках, сложенных в основном суглинками-супесями, с увеличением глубины в указанных пределах интенсивность годовых приращений сдвига уменьшается в два раза. Подобная зависимость, хотя и в более слабом виде, в среднем проявляется и для участков, сложенных валунно-галечниками и гравий-галечниками (см. рис. 5.9, *б*).

Учесть всю совокупность факторов, обусловливающих процесс деформации верхней части коры, практически невозможно. Поэтому связи, подобно изображенным на указанных рисунках, в принципе не могут быть функциональными. Они проявляются только как корреляционные, выполняющиеся, как известно, в среднем с той или иной степенью тесноты, т. е. с большими или меньшими отклонениями от преобладающих соотношений. Хотя рассмотренные графики построены по незначительному в статистическом смысле материалу, они все же позволяют высказать предположение, что обсуждаемая связь для суглинков-супесей, видимо, более тесная, чем для участков с валунно-галечниками.

Заканчивая краткое рассмотрение наклона земной поверхности на полигоне, заметим, что различие в поведении структур с положительным и отрицательным эффектом наклона после 1971 г. и их одинаковый ход в смысле увеличения интенсивности до 1970 г. могут быть объяснены соответственно проявлением и подготовкой Саракамышского землетрясения.

**Изгиб слоев верхней части коры.** Весьма примечательным и важным фактом распределения алгебраически накопленных значений параметра $\Theta$ на территории полигона является чередование зон с положительными и отрицательными его значениями (рис. 5.10). При этом легко видеть, что подобные зоны имеют субширотное простирание. Как было показано ранее, параметр $\theta$ количественно характеризует собой изгибовую деформацию верхних слоев земной коры. Поэтому картина субширотных зон, изображенная на указанном рисунке, представляет собой поле современных изгибовых деформаций в направлении север — юг, где положительным значениям соответствует изгиб вверх, а отрицательным — вниз.

Обсудим возможные причины этого явления. Вероятны две альтернативные гипотезы относительно природы волновой картины изгибовых деформаций территории данного полигона. В принципе, возникновение подобного распределения изгиба может быть обусловлено деформацией поперечного изгиба в результате дифференцированных вертикальных движений блоков фундамента. Однако отнести всю картину за счет подобного механизма в данном случае практически невозможно. Доминирующая длина «волны» изгиба составляет примерно 2—3 км,

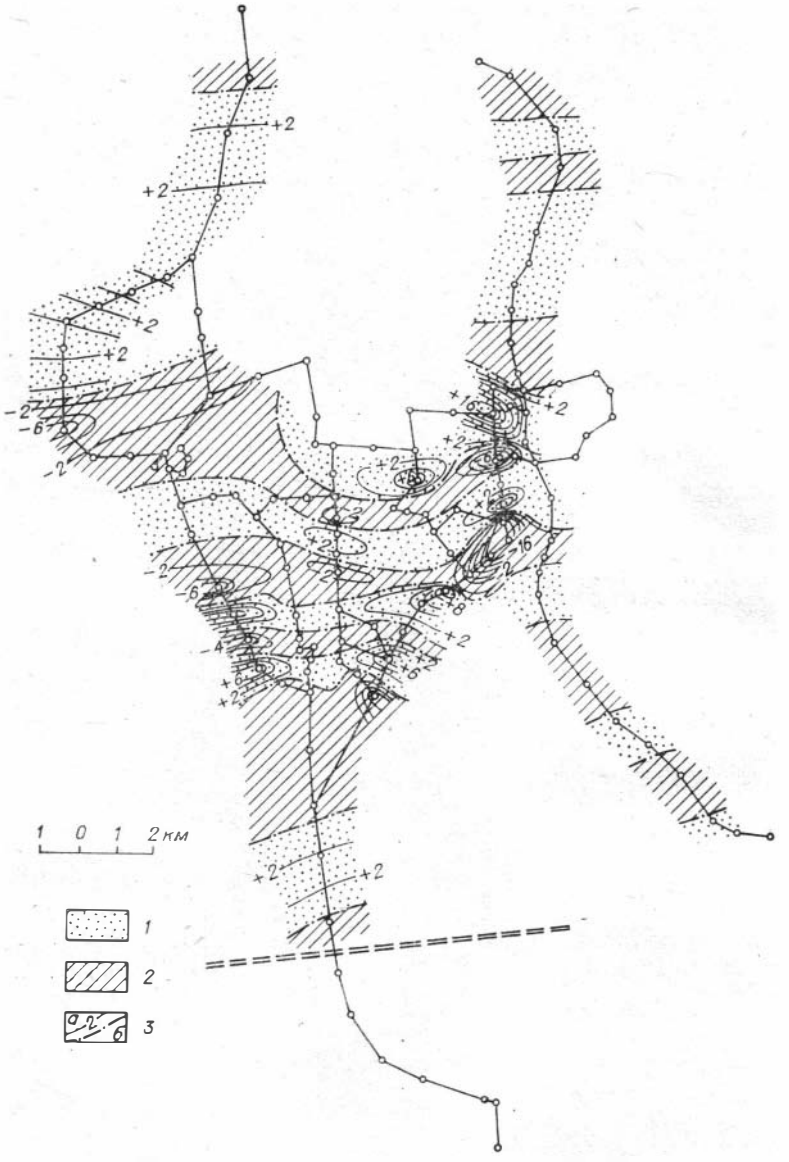



*Рис. 5.10.* Схема накопленной деформации изгиба земной поверхности на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за период 1968—1975 гг.

*1* — зоны положительных значений изгиба; *2* — то же, отрицательных; *3* — изолинии (*а* — равных значений в $10^{-6}$, *б* — нулевая).

поэтому предполагать, что блоки фундамента такого масштаба перемещаются в вертикальном направлении друг относительно друга в высокой степени упорядоченно едва ли правомерно.

Наиболее вероятно, что эффект распределения изгибовых деформаций по территории полигона обусловлен тангенциальным сжатием осадочной толщи, обладающей свойствами пластичности, и образованием не складок продольного изгиба, а в связи с особенностями пластических свойств пород — складок продольного расплющивания. Таким образом, полученные данные вынуждают признать наличие здесь субмеридиональных тангенциальных нагрузок, по крайней мере, в верхней части земной коры. Основная причина подобных напряжений, по-видимому, заключена в горизонтальных перемещениях блоков коры Северного Тянь-Шаня в направлении юг — север. Хотя, конечно, пока нельзя сбрасывать со счетов и возникновение сжимающих напряжений в осадочном чехле в результате поднятия Заилийского Алатау, а в связи с этим и гравитационное сползание осадочных толщ.

Алма-Атинский геодинамический полигон расположен на территории с большой сейсмической активностью, и, как отмечал Ю. Д. Буланже (1976), здесь проявляется вся сложность современных движений земной коры. Поэтому чередование зон положительных и отрицательных значений изгиба, а в связи с этим и чередование зон растяжения и сжатия приповерхностной части коры определяется в конечном счете совокупным влиянием отмеченных факторов и сочетанием механических свойств субстрата осадочного чехла с системой действующих на него сил. Определенную роль, по-видимому, играет и увеличение мощности осадочного чехла с юга на север в пределах рассматриваемой территории, о чем свидетельствует некоторое соответствие простирания зон изгибовой деформации и изолиний одинаковой мощности осадочной толщи, приведенных в работе (Певзнер и др., 1975).

Выше было отмечено, что кроме общей волновой картины изгиба на территории полигона выделяется ряд участков, где накапливаемый изгибовый эффект сохраняет один и тот же знак в течение всего времени. Наиболее интенсивные из них приурочены, как видно из рис. 5.10, к северо-восточной части исследуемой территории.

Если рассмотреть изменение во времени средних модулей этих аномалий, то оказывается, что их интенсивность увеличивается примерно с одинаковой скоростью для положительных и отрицательных структур изгиба (рис. 5.11), т. е. процесс изгибания нарастает во времени и особенно четко проявляется на отдельных участках.

Заметим, что сравнение модулей среднегодового приращения изгиба на наиболее интенсивных его аномалиях с глубиной за-

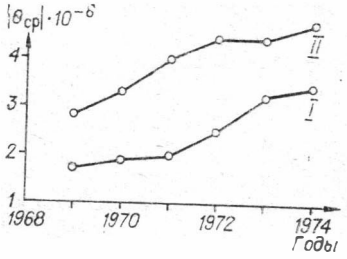



*Рис. 5.11.* Изменение во времени средних значений накапливаемого изгиба поверхности по интенсивным положительным (I) и отрицательным (II) аномалиям на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.

легания грунтовых вод пока не дало ясной картины подобной связи (рис. 5.12).

Остановимся теперь на соотношении наиболее интенсивных аномалий параметров $\gamma$ и $\Theta$ с разломной тектоникой. Хотя положение многих разломов здесь выяснено недостаточно (Уразаев и др., 1974), однако трассирование регионального Алма-Атинского разлома выполнено достаточно надежно. Сопоставление рассмотренных схем со схемой разломной тектоники по К. Г. Куликовскому (1974) (рис. 5.13) показывает, что аномалии VII и XIa накапливаемого наклона достаточно уверенно приурочиваются к Алма-Атинскому разлому. При этом в восточной его части, где располагается аномалия VII, наклон нарастал за весь рассматриваемый период времени к югу ($-2{,}8\cdot10^{-6} \div 8{,}0\cdot10^{-6}$), а в западной (участок XIa) — к северу.

Алма-Атинский разлом охвачен также отрицательным полем изгибовой деформации, хотя по сравнению с наклоном интенсивность ее невелика и не превышает $1 \div 2\cdot10^{-6}$.

Не вызывает сомнения приуроченность аномалии наклона XIб, возросшей за рассматриваемое время в пять раз, к Боролдайскому разлому. Аномалия наклона VIIIa, б, являющаяся одной из наиболее интенсивных, своей южной частью (VIIIб) четко приурочена к предполагаемому стыку Жанатурмысского межблокового разлома с намеченной на схеме К. Г. Куликовского ветвью разлома юго-западного простирания. Аномалия III также соседствует с предполагаемой узловой зоной сочленения разломов. Что касается наиболее интенсивной аномалии IV, накопленные значения которой достигли $24\cdot10^{-6}$, то ее «эпицентр» приходится на середину блока, ограниченного предпо-

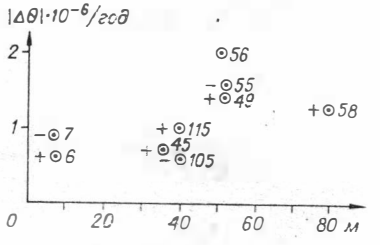



*Рис. 5.12.* Соотношение абсолютных приращений интенсивности изгиба земной поверхности с глубиной залегания грунтовых вод на Алма-Атинском геодинамическом полигоне за период 1968—1975 гг. Цифрами обозначены номера реперов в центре аномалии. Участки по составу пород не разделены

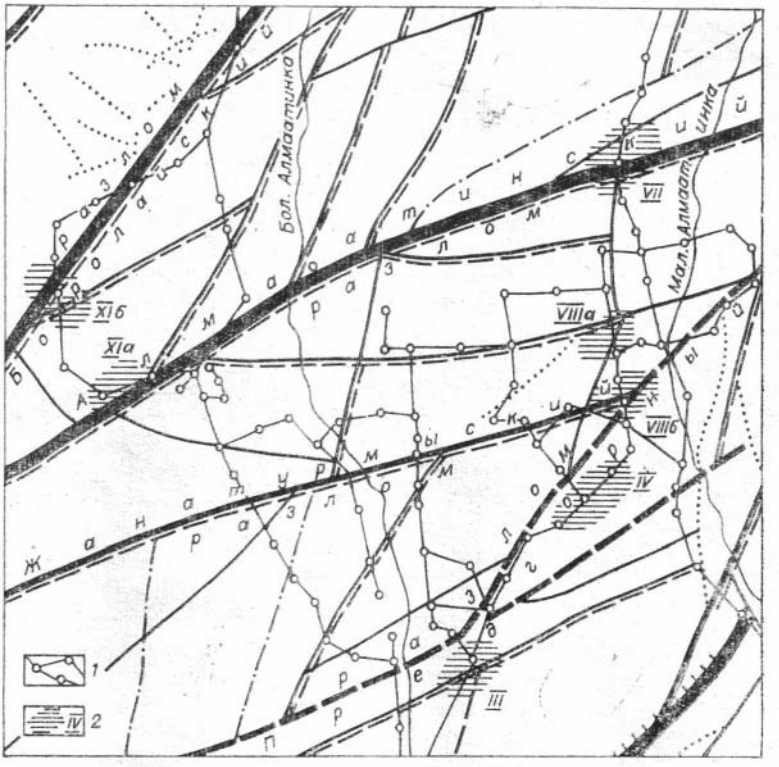



*Рис. 5.13.* Соотношение наиболее интенсивных аномалий наклона с разломной тектоникой (схема разломов по Куликовскому, 1974). *1* — схема геодинамического полигона (по Атрушкевичу и Остропико); *2* — наиболее интенсивные аномалии наклона.

лагаемым продолжением Предгорного разлома с ветвью, соединяющей этот разлом с Жанатурмысским разломом. На основании исключительно высокой интенсивности приращения здесь деформации можно предположить, что эта аномалия приурочена либо к активно живущему тектоническому узлу, либо к резкой неоднородности физико-механических свойств материала приповерхностной части земной коры.

Следует отметить, что сейчас при первичном построении подобных схем не следует стараться подчинять их вид тем или иным геологическим представлениям. Подобные схемы являются объективным и независимым первичным материалом, который требует дальнейшего анализа в совокупности с другими геофизическими и геологическими данными. Вместе с тем следует подчеркнуть, что это прямые сведения о чистой деформации земной поверхности и приповерхностной части коры.

Подводя итог результатам исследований, изложенным в настоящем разделе, можно сделать следующие выводы.

1. Земная кора в районе сочленения Заилийского Алатау с Илийской впадиной в настоящее время испытывает интенсивные деформации сдвига и изгиба, при этом территория г. Алма-Аты подвержена квазипериодическим наклонам в направлении север — юг.

2. На общем фоне подобной деформации выявлено более десятка локальных участков повышенного и однонаправленного наклона со среднегодовой скоростью накопления $1 \div 4 \cdot 10^{-6}$. Природа этих аномалий пока не ясна, но их необходимо учитывать при планировании и возведении инженерных сооружений, а также при микросейсморайонировании г. Алма-Аты и его окрестностей.

3. Примечательная особенность изгибовых деформаций верхней части коры в направлении север — юг — их волновой характер, проявляющийся в чередовании субширотных зон изгибов «вверх» и прогибов «вниз», т. е. в образовании «гофра» поверхности.

4. Значительная упорядоченность и малая длина волны изгибов трудно объяснима дифференцированностью вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента Алма-Атинского прогиба. Подобный эффект, вероятно, в основном определяется сочетанием пластических свойств и мощности субстрата осадочного чехла с системой действующих на него сил субмеридионального сжатия, приводящих к образованию складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Последние возникают на участках аномальных отклонений механических свойств пород осадочного чехла, причиной которых может быть, в частности, глубина залегания грунтовых вод, а также наличие разрывных нарушений.

Таким образом, приведенные результаты свидетельствуют о том, что данные о чистой деформации земной поверхности в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами целесообразно использовать для решения многих вопросов, в частности, для повышения объективности микросейсмического районирования наиболее ответственных и важных с практической точки зрения участков земной поверхности (городов, крупных строительных площадок и т. п.), а также для характеристики пространственного изменения физико-механических свойств пород осадочного чехла и выделения аномальных особенностей его строения, которые могут быть обусловлены, в частности, содержанием флюидов и газа.

## § 4. ГРАНИЦА СЕВЕРНОГО ПАМИРА С ЮЖНЫМ ТЯНЬ-ШАНЕМ

В настоящем разделе весьма кратко рассмотрим интенсивность накопления вертикальных деформаций и характер их изменения по собственно Гармскому геодинамическому поли-

гону, созданному ИФЗ АН СССР и ЦНИИГАиКом в 1957 г. (Гусева и др., 1973; Певнев и др., 1968, 1973). Полигон расположен в долине р. Сурхоб в зоне Сурхобского глубинного разлома, являющегося границей между горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Северного Памира для последнего периода новейших движений голоцена (Финько, Асоян, 1973). Размеры полигона весьма скромны: наибольшая протяженность его около 3,5 км (Певпев и др., 1968), а периметр около 10 км. Поэтому он дает мало сведений о латеральном распределении деформаций данного района. Основная ценность наблюдения заключена в их долговремепности, что позволяет проследить развитие деформаций на протяжении многих лет. Этот вопрос рассматривается ниже в специальном разделе.

На рис. 5.14 приведены компоненты деформации земной поверхности, рассчитанные по данным повторных нивелировок за 14-летний период с 1958 по 1972 г. Интенсивность накопления вертикальных деформаций на различных участках полигона весьма различна. Из рисунка видно, что Гиссарское крыло Сурхобского разлома (рп. 3040, 3433, 3179) практически не испытывает деформаций в плоскости вертикального разреза субширотного простирания. Заметим, что это не означает отсутствия деформаций Гиссарского хребта в субмеридиональном направлении.

Интенсивным деформациям подвержен здесь только участок полигона, на котором располагаются реперы 2122, 3187, 3217 и 3493, т. е. левобережье р. Сурхоб, где у подножия хр. Петра I

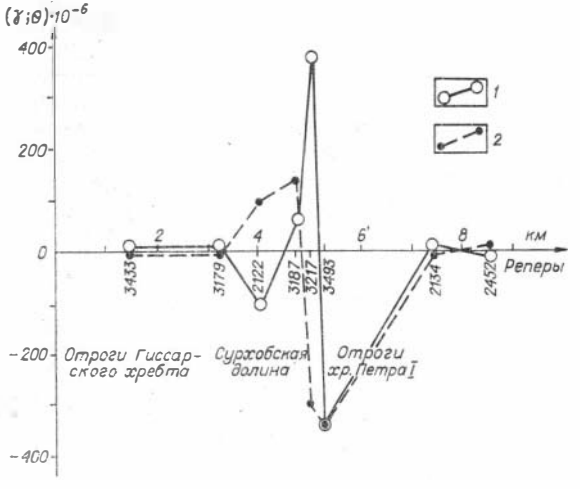



*Рис. 5.14.* Накопленные значения деформаций земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне за период 1958—1972 гг.

*1* — изгиб; *2* — наклон.

проходит вышеуказанный разлом. Максимальная скорость накопления деформаций наблюдается в окрестности реперов 3217 и 3493 и составляет $2 \div 3 \cdot 10^{-5}$ в год. За 14-летний период здесь деформации накопились до $3 \div 4 \cdot 10^{-4}$. Подобный факт весьма примечателен. Он подтверждает существующее представление о том, что формирование и развитие глубинных разломов представляет собой квазипластическое течение вещества горных пород в верхних горизонтах коры. Подобный подход к процессу развития крупных разломов как зон квазипластического течения вещества физически объясняет известные геологические явления, в частности проницаемость разломов и др. (Шерман, 1975; Кучай, 1977).

Интересно сравнить интенсивность вертикальных и горизонтальных деформаций. Геолого-тектонические исследования Гармского района, а также данные определений планового положения пунктов триангуляции за период 1948—1968 гг. и более поздние наблюдения (Конопальцев и др., 1973; Нерсесов и др., 1976; и др.) свидетельствуют о том, что этот район находится в состоянии общего горизонтального сжатия. Скорость горизонтальных деформаций сжатия вкрест вышеупомянутых хребтов, определенная оптическим дальномером на базе 0,7 км, составляет $3 \cdot 10^{-5}$ в год и, видимо, обусловлена надвиганием хр. Петра I на Гиссарский хребет.

Подобные представления подтверждаются и деформографическими наблюдениями, согласно которым скорость горизонтальных деформаций сжатия на базе 27 м достигает $5 \cdot 10^{-5}$ в год и даже больше на отдельных участках этой базы.

Таким образом, скорость современных вертикальных и горизонтальных деформаций в зоне Сурхобского глубинного разлома на одинаковых базах практически равна. Малость полигона не дает возможности составить представление о латеральном распределении деформаций, кроме того, что зона разлома выделяется исключительно высокой их интенсивностью.

## § 5. БАСКУНЧАКСКИЕ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Весьма типичный и в значительной степени распространенный процесс конвективной неустойчивости среды — происхождение и развитие соляных куполов. Разнообразные экзогенные и эндогенные факторы способствуют тому, что граница раздела соль — надсолевые толщи искривляется. Возникающие таким образом неровности границы создают благоприятные условия для развития конвективной неустойчивости и образования куполов — выходов из-под плотных слоев песчано-глинистых и карбонатных отложений в верхнюю часть земной коры

более легкой соли (Косыгин, 1974; Ушаков, Красс, 1972; Певнев, 1968).

Форма подобных образований, а также межкупольного пространства, заполненного осадками, зависит от многих причин. Определенную роль играют процессы, которые стали причиной искривления границ раздела, первоначальная мощность соли и мощности покрывающих ее пород, подвижки фундамента, имевшие место в этот период. Кроме того, важное значение имеет отношение вязкостей соли и надсолевого чехла, а также закон изменения этого отношения. Преобладающее влияние каких-либо из упомянутых факторов в каждом конкретном районе и служит причиной специфических особенностей развития солянокупольной тектоники (Ушаков, Красс, 1972).

Корректное количественное математическое описание динамики областей солянокупольной тектоники дать, очевидно, трудно, учитывая, что реальные осадочные толщи коры обладают нелинейной вязкостью. Последнее обстоятельство особенно существенно на поздних стадиях развития инверсии плотностей. Существенное влияние на рост куполов оказывают неоднородности покрывающих соль отложений, что может приводить к образованию боковых шипов и карнизов (Певнев, 1968).

Эмпирические исследования динамики роста и деформации куполов на современном этапе их развития важны в том отношении, что с подобными структурами часто связаны залежи нефти и газа. Выяснение закономерностей развития необходимо для целенаправленного прогноза при поисках антиклинальных структур в районах солянокупольной тектоники. Кроме того, деформации земной поверхности, обусловленные процессами соляной тектоники, необходимо учитывать при строительстве ирригационных систем и других инженерных сооружений.

Комплексные гравиметрические и сейсморазведочные исследования в настоящее время дали общее представление о закономерностях структурного плана солевых и надсолевых толщ и выявили некоторые черты их строения (Соловьев, 1966). Однако геофизические методы не позволяют исследовать современную динамику солянокупольных структур. Определенные представления об этом можно получить лишь на основе анализа геодезических данных о современных движениях земной поверхности в районах таких структур.

В настоящем разделе на примере Баскунчакской солянокупольной структуры впервые рассмотрено развитие во времени параметров чистой деформации вертикального разреза толщ, покрывающих соляные купола. Баскунчакская солянокупольная структура расположена в западной части Прикаспийской впадины, являющейся периферийной синеклизой Русской платформы и одной из обширнейших солянокупольных областей. Большое разнообразие форм соляных куполов и компенсацион-

ных мульд свидетельствует о том, что наряду с активно развивающимися структурами в настоящее время имеются и, повидимому, прекратившие свое развитие (Певнев, 1968).

С целью получения количественных характеристик современных движений земной поверхности на солянокупольных структурах Северного Прикаспия и был создан Баскунчакский полигон. С 1951 по 1968 г. здесь были выполнены многократные повторные нивелировки, результаты которых детально проанализированы и обобщены в монографии А. К. Певнева (1968), а также в ряде статей (Гусева, 1970; и др.). Однако в упомянутых работах авторы ограничивались рассмотрением лишь интенсивности и характера проявления вертикальных перемещений поверхности относительно исходного репера. Нас же будет интересовать вопрос, как изменялись за это время компоненты чистой деформации отдельных участков полигона — параметры $\gamma$ и $\Theta$.

При определении этих параметров за начало координат, относительно которого оценивались вертикальные перемещения, был принят репер 2, расположенный в северо-западной части полигона вне соляных куполов, а за «начальное состояние» — превышения между реперами на время исходного нивелирования 1951 г. На рис. 5.15 показана картина накопленных деформаций наклона и изгиба за 1951—1968 гг. на части полигона, пересекающей соляные купола и межкупольную депрессию, а на рис. 5.16 — их развитие во времени в окрестности каждого репера.

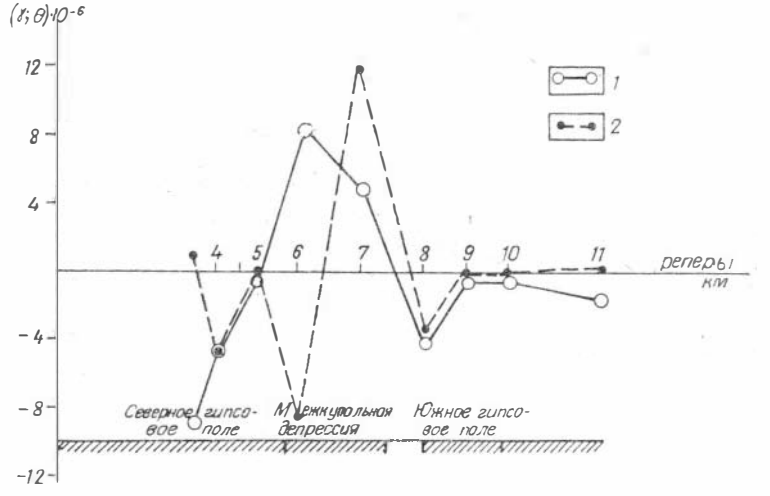



*Рис. 5.15.* Накопленные значения деформаций земной поверхности на Баскунчакском полигоне за период 1951—1968 гг.
*1* — изгиб; *2* — наклон. Номера реперов по А. К. Певневу (1969).

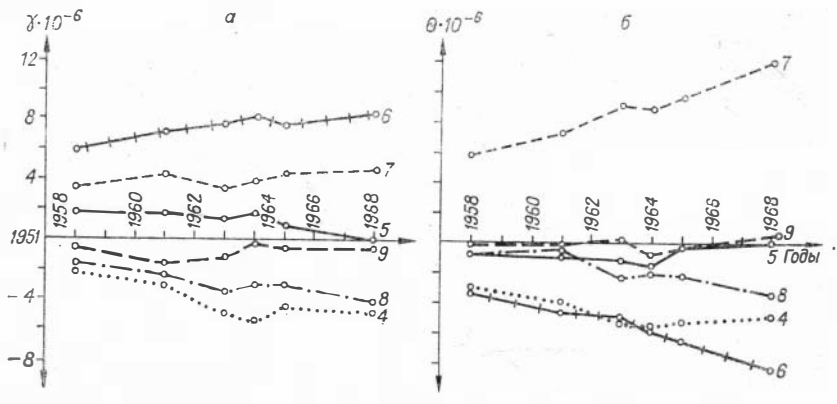



*Рис. 5.16.* Развитие во времени накопленных относительно 1951 г. деформаций земной поверхности надсолевых толщ на Баскунчакском полигоне. *а* — наклон; *б* — изгиб. Цифрами обозначены номера реперов.

Кратко рассмотрим деформацию отдельных участков, учитывая, что положительные значения параметра $\gamma$ означают их наклон в сторону начала координат, а отрицательный — в противоположную сторону.

Из рис. 5.16, *а* видно, что наклон центральной части южного гипсового поля (рп. 9) лишь в 1961 и 1963 гг. достигал значимой величины, а в остальные годы не выходил за пределы двойного значения ошибки. Что касается изгиба покрывающих купол слоев, то на протяжении всех 17 лет его значение также не выходило за пределы двойной ошибки. Приведенные результаты позволяют считать, что приповерхностные породы южного гипсового поля на современном этапе не подвергаются существенной деформации. Однако его северная периферийная часть, граничащая с межкупольной депрессией (рп. 8), систематически наращивала свой наклон (рис. 5.16, *а*) и изгиб (рис. 5.16, *б*). Анализ результатов смещений относительно репера 2 (Певнев, 1968) показал, что данный репер в период 1951—1958 гг. испытал опускание, а в последующее время начал подниматься. Однако, как видно из упомянутых рисунков, параметры $\gamma$ и $\Theta$ в его окрестности имели один и тот же знак и постепенно нарастали во времени.

Наиболее резкой деформации подвергалась граница межкупольной депрессии с гипсовыми полями (рп. 6 и 7). При этом граница с обоими куполами наклонялась на север. Особенно интенсивно этот процесс протекал на границе северного гипсового поля с межкупольной депрессией (рп. 6). Здесь мы опять встречаемся с вышеотмеченной ситуацией. За 1951—1958 гг. реперы 6 и 7 опустились соответственно на 12,8 и 6,7 мм относительно репера 2, а в следующий период времени 1958—

1964 гг. они поднимались (в частности, за 1958—1961 гг. на 4,5 и 4,4 мм). Но как и в случае северной части южного гипсового поля смена знаков перемещений не проявилась в характере деформирования.

Деформации северного гипсового поля существенны и в то же время в районе реперов 5 и 4 значительно отличаются друг от друга. Параметр $\gamma$ в районе репера 5 до 1965 г. держался на уровне $2 \cdot 10^{-6}$, которого он достиг в период 1951—1958 гг., но затем к 1968 г. уменьшился до нуля. Деформация изгиба за исключением 1964 г. была несущественна. В окрестности же репера 4 наклон и изгиб слоев систематически нарастали в течение всего рассматриваемого времени. При этом наклон приповерхностных толщ здесь в отличие от района репера 5 происходил в южном направлении. Смена знака перемещений этих реперов от периода 1951—1958 гг. к последующему периоду также не изменила характера деформирования ни на одном из этих участков (см. рис. 5.16). Заканчивая краткое описание параметров $\gamma$ и $\Theta$, можно отметить следующее.

1. Покрывающие соляной купол породы в центральной части южного гипсового поля на современном этапе его развития практически не подвержены деформациям или, по крайней мере, они таковы, что их величина не выходит существенно за уровень возможных ошибок определения.

Надсолевые толщи северного гипсового поля подвержены существенным деформациям, которые наиболее интенсивны в в районе репера 4. По-видимому, различная степень деформирования в северной и южной частях структуры связаны с особенностями их глубинного строения. Несмотря на то, что наибольшие вертикальные перемещения относительно исходного репера 2 испытывали реперы, расположенные над соляными куполами, особенно репер 9 (Гусева, 1970), наиболее интенсивный процесс деформации происходил на границах межкупольной депрессии с гипсовыми полями, где среднегодовая скорость наклона и изгиба за период 1951—1968 гг. составила соответственно $5 \cdot 10^{-7}$; $8 \cdot 10^{-7}$.

2. Намеченные ранее А. К. Певневым (1968) циклы вертикальных перемещений — нисходящий в интервале 1951—1958 гг. и восходящий в интервале 1958—1964 гг.— не проявились в характере чистой деформации покрывающих соляные купола пород и межкупольной депрессии. По-видимому, указанная неустойчивость перемещений во времени не связана с проявлением процессов собственно соляной тектоники, а объясняется либо неравномерностью поступательного движения всей структуры относительно начала координат, либо собственным перемещением последнего.

3. Развитие во времени изгибовой деформации и наклона надсолевых толщ на всех участках Баскунчакской солянокупольной структуры характеризуется систематическим и одно-

направленным их возрастанием, что позволяет сделать вывод о генетической связи деформаций надсолевого комплекса с процессом современного развития куполов.

Таким образом, на примере Баскунчакского полигона можно видеть, что предложенная методика анализа повторных нивелировок может с успехом применяться для изучения деформаций приповерхностных толщ солянокупольных структур. Подобные исследования имеют не только теоретическое, но и непосредственное практическое значение, в частности, интенсивность и характер деформации необходимо учитывать при создании и дальнейшем использовании опорных геодезических сетей в подобных районах, а также при развитии ирригационных сооружений.

## Глава 6

# СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

### § 1. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ

Исследование современных движений земной поверхности геодезическими методами до сих пор носит односторонний характер. Если за последние десятилетия достигнуты большие успехи в деле изучения вертикальных движений, то работы по определению горизонтальных компонент оказались явно отставшими. Это уже неоднократно отмечалось различными исследователями. Еще в 1964 г. на IV Международном совещании по современным движениям земной коры в г. Таллине в одном из его решений указывалось на необходимость разработки проблемы горизонтальных движений. Причин подобного отставания несколько, основные из них носят технический характер (Наумов, 1973).

Но если вопросы точности определения планового положения пунктов геодезических сетей остаются всецело в компетенции геодезистов, то при изучении современных горизонтальных движений земной коры возникают важнейшие вопросы правильной постановки геодезических работ и интерпретации получаемых результатов наблюдений. Один из основных вопросов, а именно соблюдение принципа инвариантности, мы и обсудим в настоящем разделе.

При изучении современных горизонтальных движений в настоящее время вошло в практику векторное представление результатов повторных геодезических наблюдений (Бондарчук

и др., 1969, 1972; Гофштейн и др., 1970; Изотов, 1969, 1973; Курочкин и др., 1973; Конопальцев и др., 1973; Данилов, 1949; Мор и др., 1977; Уиттен, 1968; Сомов 1969; Фиалков, 1970; Whitten, 1957; Inoue, Harada, 1975; Miyamura, 1969; и др.). В связи с этим в литературе часто обсуждаются вопросы характера геодезических построений и обработки наблюдений с целью определения векторов перемещений (Кашин, 1973; Наумов, 1973; и др.). При этом особое внимание уделяется способам поиска «стабильных» пунктов для повышения точности установления локальной системы отсчета за относительными смещениями (Панкрушин, 1972а, б; Курочкин и др., 1973). Вместе с тем авторы понимают, что пункты, принимаемые ими за жесткие, испытывают перемещения, однако надеются все же получить «истинные» величины горизонтальных движений (Бондарук и и др., 1969).

В свете полученных в последние годы геодезических данных, а также непосредственных измерений деформаций в шахтах и штольнях методом разгрузки (Булин, 1973; Марков, 1974; Турчанинов, Марков, 1966; и др.) стало совершенно ясно, что даже платформы и щиты, не говоря уже о сейсмически активных горных областях, подвержены интенсивным горизонтальным деформациям. При этом во многих местах горизонтальные сжатия превосходят в несколько раз напряжения от веса налегающих пород (Кропоткин, Ларионов, 1977; Марков, 1974). В общем же поле современных напряжений в земной коре весьма неоднородно (Булин, 1973). Ориентировка осей напряжений по отношению к тектонической зональности в регионах разного тектонического строения оказывается различной.

Все это говорит о том, что каковы бы ни были «стабильные» пункты на Украинском щите, в Гармском сейсмоактивном районе или в Байкальской рифтовой зоне, векторы перемещений в локальных системах координат не сопоставимы между собой. Для каждой плановой сети можно построить столько подобных схем, внешне мало похожих друг на друга, сколько пунктов в данной сети (рис. 6.1). Поэтому с помощью векторных схем можно решать только частные вопросы современного процесса деформирования земной коры, а также изучения устойчивости инженерных сооружений. Нет иных движений, кроме как относительных, приводящих к деформациям рассматриваемой области. Поэтому вряд ли стоит тратить усилия на поиск и обоснование наиболее «стабильных» или «мобильных» участков.

С точки зрения теории, величины, имеющие геометрический смысл, должны быть инвариантными относительно системы координат, в частности относительно их начала. Объективные закономерности движений выяснить невозможно, если использовать при их анализе характеристики, зависящие от начала координат. Поэтому необходимо исследовать такие параметры движений, которые бы относились к самой земной коре и были

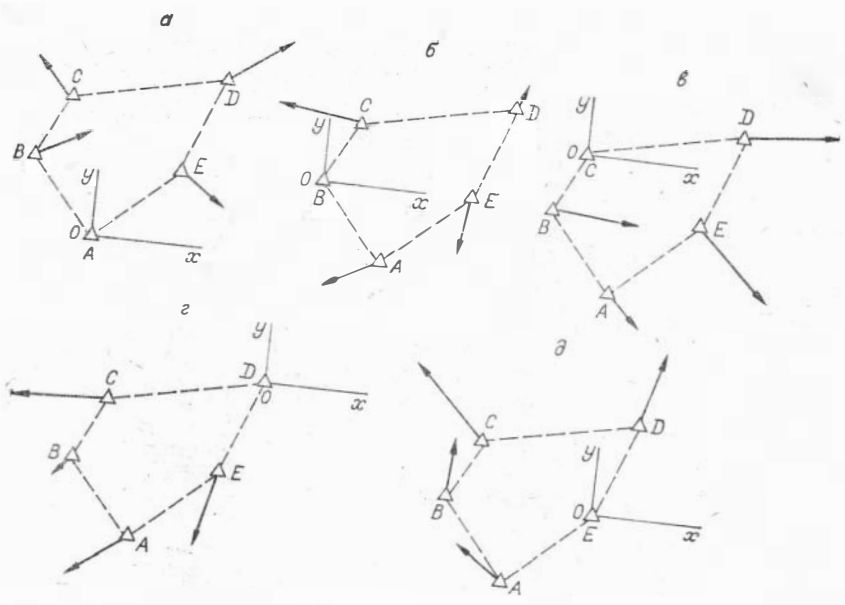



*Рис. 6.1.* Схема векторов относительного перемещения пунктов геодезической сети при различном начале координат.

бы свободны от эффектов, привносимых случайным выбором начала отсчета.

Выше было показано, что поле векторов перемещений земной поверхности, в какой бы локальной системе координат оно ни было задано, определяет собой одно и то же поле деформации. Используя симплексные модели, по данным повторных наблюдений планового положения пунктов могут быть определены параметры, характеризующие различные стороны процесса деформирования земной поверхности: относительное изменение площади конечных элементов и их формоизменение, коэффициенты относительного удлинения вдоль главных осей деформации, а также их направления, для которых ориентация малого элемента в данной точке при чистой деформации не меняется, вращение (гл. 2).

Вместе с новой информацией подобные характеристики движений обладают свойством разделять эффект ошибок линейных и угловых измерений (гл. 4).

Таким образом, принцип Коши — Гельмгольца и метод конечных элементов в применении их к анализу современных движений земной поверхности позволяют рассматривать все три известные типы движений: параллельный перенос, вращательное движение и чистую деформацию рассматриваемых районов и их отдельных частей. Подобный подход позволит выявить всю совокупность особенностей и нюансов движений земной поверх-

ности. Вместе с тем назрела существенная потребность привести уже достаточно многочисленных, но в значительной степени разрозненных результатов геодезических наблюдений, выполненных в различных районах, и в частности, на геодинамических полигонах нашей страны и за рубежом, в единую систему физических величин с целью проведения их общего анализа.

Очевидно, что до тех пор, пока мы будем базироваться в исследованиях только на векторных схемах перемещений, важнейшие объективные закономерности современного процесса деформирования земной коры будут скрыты от нас. Следовательно, дальнейшее развитие подобных исследований должно пойти по пути анализа инвариантных величин современных движений земной коры.

## § 2. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОМПОНЕНТ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В НЕКОТОРЫХ РЕГИОНАХ

Данных об определении компонент горизонтальных деформаций на территории нашей страны на основе систем геодезических наблюдений нет, а литературные сведения о векторах смещений настолько неполноценны, что использовать их для соответствующих вычислений практически невозможно. Поэтому в качестве примеров рассмотрим повторные наблюдения двух сетей трилатерации в Японии и на разломе Сан-Андреас (Burford, e. a., 1969; Dambara, 1975).

Краткие обзоры истории изучения горизонтальных движений и имеющиеся результаты по современным горизонтальным движениям в зоне разломов системы Сан-Андреас публиковались неоднократно (Meade, 1966, 1975; Никонова, Никонов, 1973; и др.). Наиболее подробно они рассмотрены в работе А. А. Никонова (1977). Однако все авторы основное внимание уделяли величине относительного сдвига крыльев разломов и связи этого смещения с сейсмической активностью.

Геодезические измерения показывают, что смещения происходят не только в плоскости разломов Сан-Андреас, они охватывают зону шириной порядка 120 км (Burford, 1966). Наряду со сдвиговым процессом наблюдается весьма интенсивное растяжение или сжатие земной поверхности на участках разлома.

На рис. 6.2 приведены результаты определения компонент горизонтальной деформации за период 1965—1968 гг., полученных с помощью анализа линейных измерений пяти линий длиной 2—6 км на п-ове Сан-Андреас (Burford e. a., 1969). Первый треугольник с вершинами 2, 3 и 4 за указанный интервал времени подвергся растяжению во всех направлениях с максимальным его развитием примерно в юго-западном направле-

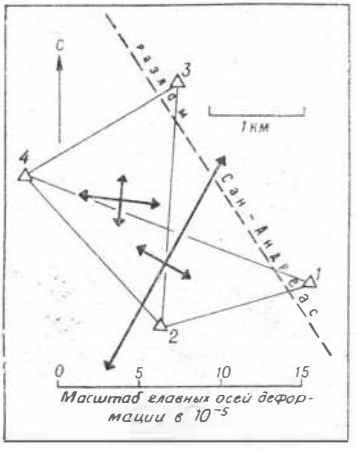



*Рис. 6.2.* Деформация земной поверхности на разломе Сан-Андреас по данным повторных линейных измерений за период VIII. 1965—IV. 1968 гг. (Burford et a., 1969).

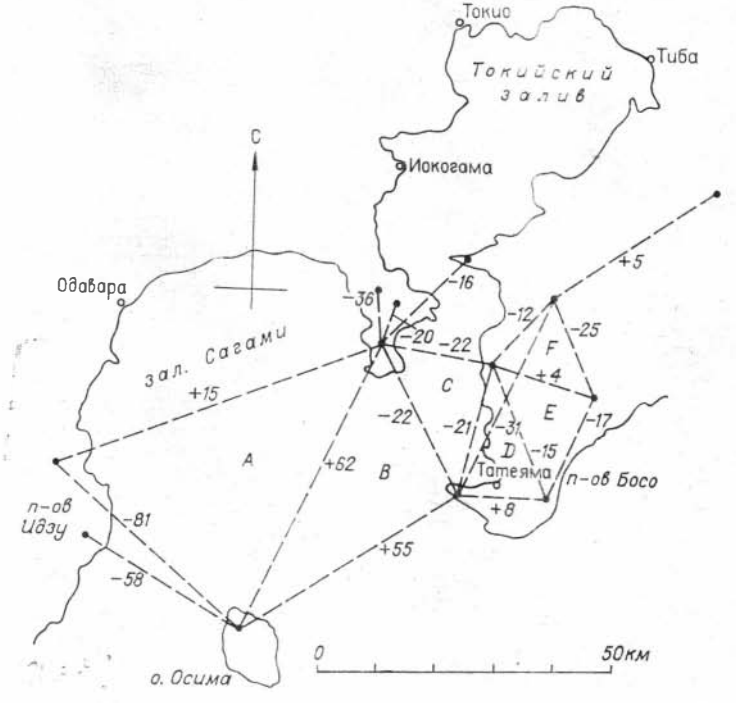



*Рис. 6.3.* Схема повторной трилатерации в округе Канто (Япония). Цифры у сторон треугольников — изменение их длин, см. *A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F* — треугольники (Dambara, 1975).

нии. Накопленный уровень сдвиговой компоненты составляет $1{,}3 \cdot 10^{-5}$ и, видимо, представляет собой компоненту простого сдвига в направлении, примерно параллельном простиранию разлома и имеющего годовую скорость около $0{,}4 \cdot 10^{-5}$ в год. Анализ показал, что преобладающей компонентой деформации здесь оказалась дилатация площади, аккумулированная за 31 месяц до уровня $+7{,}5 \cdot 10^{-5}$ и, следовательно, развивавшаяся со скоростью $2{,}5 \cdot 10^{-5}$ в год.

Второй треугольник с вершинами 1, 2 и 4 также подвергся растяжению. Максимальная его величина ориентирована почти нормально к сбросу в данном районе.

Накопленный сдвиг также составил достаточно высокое значение $1{,}2 \cdot 10^{-4}$, т. е. $0{,}4 \cdot 10^{-4}$ в год. Наиболее вероятно, что и для этого треугольника сдвиговая компонента отражает чистый сдвиг. Как и в первом треугольнике, преобладающей здесь является дилатация, достигшая $+1{,}7 \cdot 10^{-4}$ ($0{,}6 \cdot 10^{-4}$ в год). Большие изменения конфигурации второго треугольника обусловлены главным образом необычно сильным растяжением ($+8{,}7 \times \times 10^{-5}$) вдоль линии 1—2, почти перпендикулярной зоне разлома.

Серии измерений с 6-месячным интервалом ясно указывают, что скорость растяжения была в значительной мере равномерной. Сходным образом устойчивыми были и скорости растяжения на других линиях, исключая ограниченный период в течение лета 1966 г., когда на некоторых линиях, в частности 1—2, проявилось незначительное сокращение. Приведенные данные, таким образом, свидетельствуют против прерывистости движений, а также указывают на преобладание дилатационной компоненты деформации. Последнее подтверждается измерениями, проведенными на другой сети в течение этого же периода на п-ове Сан-Франциско. Однако там при подобных скоростях деформации происходило сжатие (Burford e. a., 1969).

Авторы указанной работы полагают, что поскольку абсолютное деформированное состояние в рассматриваемой области остается неизвестным, то наблюдаемые деформации могут представлять собой как новое приращение локальной упругой деформации, так и релаксацию предварительно существовавшего упруго деформированного состояния или неупругие деформации. Кроме того, не исключено и то, что современные деформации — результат тектонической ползучести горных пород верхней части земной коры. При современном уровне знаний пока нет возможности разделять указанные типы деформирования.

Наибольший объем триангуляций выполнен в Японии (Kasahara, Sugimura, 1964; Miyamura, 1969; Dambara, 1975; Inoue, Harada, 1975; и др.).

На всю территорию страны составлена сводная карта векторов горизонтальных смещений. Перенаблюдение азимута и по-

Таблица 5

**Современные горизонтальные деформации земной поверхности в районе зал. Сагами и п-ова Босо (Япония), ед. $10^{-5}$**

| Треугольник на рис. 6.3 | Дилатация, $\rho$ | Максимальный сдвиг, $\gamma_m$ | Главные оси деформации | | Азимут, $\alpha(E_1)$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | $E_1$ | $E_2$ | |
| *A* | —0,6 | 3,2 | 1,3 | —1,9 | 37° |
| *B* | 0,2 | 2,6 | 1,4 | —1,2 | 41° |
| *C* | —2,1 | 0,5 | —0,9 | —1,2 | —10° |
| *Д* | —0,9 | 1,4 | 0,5 | —0,9 | 101 |
| *E* | —0,6 | 1,1 | 0,2 | —0,9 | 102 |
| *F* | —1,4 | 2,2 | 0,4 | —1,8 | 92 |

вторное уравнивание показали, что в ранее составленных картах были допущены систематические ошибки. В настоящее время относительно японских триангуляций можно с уверенностью говорить, как считает Миямура (Miyamura, 1969), только по поводу изменения углов больше, чем на 2,″5—3,″0, и что подобные изменения, видимо, связаны с большими землетрясениями. Уникальный материал пока что только намечается использовать для получения сведений об интенсивности и характере деформирования японских островов (Miyamura, 1969).

Однако некоторые исследователи уже обратились к деформационной интерпретации повторных наблюдений планового положения пунктов геодезических сетей. На рис. 6.3 и в табл. 5 приведены результаты повторных наблюдений трилатерации, выполненных с помощью лазерного дальномера и компоненты деформации, накопленные за 1925—1971 гг. (Dambara, 1975).

Важной особенностью деформации указанного района является интенсивное накопление дилатации и формоизменения. Сокращение площади территории, охваченной трилатерацией, за 45-летний период времени составило в среднем около $1 \cdot 10^{-5}$. В то же время с еще большей скоростью происходило накопление сдвиговой деформации. Ее суммарный эффект составил в

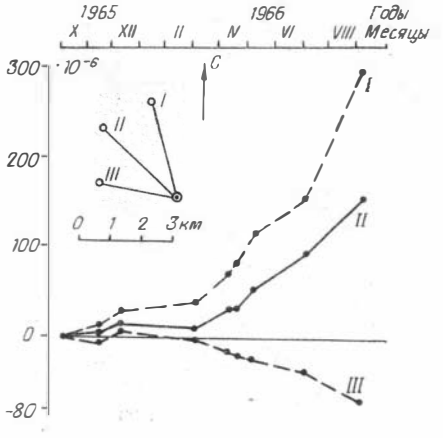



*Рис. 6.4.* Изменение длин линий (I, II, III) за период нарастания активности Мацуширского роя землетрясений (по В. Б. Энману, 1973).

среднем $2 \cdot 10^{-5}$. Конечно, по сравнению с деформацией на разломе Сан-Андреас, они на порядок меньше. Однако следует иметь в виду, что деформации восточного побережья Японии относятся к территории, масштаб которой больше, чем на порядок превышает деформируемую площадь на рис. 6.2.

Другой пример наличия значительной дилатационной компоненты деформации на японских островах — результаты повторных геодезических измерений линий за период нарастания интенсивности известного мацуширского роя землетрясений, продолжавшегося с августа 1965 г. по август 1969 г. На базе примерно 3 км (рис. 6.4) линейное расширение достигло почти метра.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что дилатационная составляющая современной деформации земной поверхности должна заслуживать не меньшего внимания при изучении динамики приповерхностной части земной коры, чем простое сдвигание по зонам разломов. А это означает, что обработка повторных наблюдений планового положения пунктов геодезических сетей должна базироваться на определении поля деформации земной поверхности.

## Глава 7

# ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

### § 1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВО ВРЕМЕНИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

При исследовании временных изменений современных деформаций земной поверхности интерес представляют следующие вопросы: как развивается процесс накопления деформаций, какова его среднегодовая интенсивность для данного тектонического района, есть ли различие в характере накопления для разнородных областей, в чем общие черты, проявляется ли цикличность или знакопеременная цикличность компонент деформации и др. Ответы на подобные вопросы важны для понимания физико-механических свойств материала коры, механизмов деформирования, сил, ответственных за сам процесс деформации и других геологических и геофизических явлений.

Известно, что проявление деформаций земной коры при характерном воздействии на нее не более года (распространение сейсмических волн, земные приливы, чандлеровское колебание

полюсов) поддается приближенной интерпретации при допущении упругого поведения горных пород. Медленные тектонические деформации земной коры и ее поверхности есть результат воздействия глубинных нагрузок, действующих в течение больших масштабов времени. Поэтому допущение об упругом поведении пород в этом случае неприемлемо. На подобной точке зрения в настоящее время стоит большинство исследователей (Ферхуген и др., 1974; Шерман, 1975; Ушаков, Красс, 1972; Ризниченко, 1976; Кучай, 1977; и др.). Одним из важнейших типов поведения горных пород, как показывают геологические исследования особенно в складчатых областях, является связное течение в твердом состоянии. Материал земной коры обладает способностью к подобному течению почти при любых комбинациях физических условий.

Таким образом, длительность тектонических процессов позволяет рассматривать и современные медленные деформации коры как отражение процесса упругопластической деформации ползучести (Ушаков, Красс, 1972), и, видимо, разрушение горных пород, сопровождаемое землетрясением, нельзя объяснить только хрупким разрушением (Кузнецова, 1969).

Возможно, что наиболее общий тип поведения горных пород во времени соответствует соединению свойств Максвелловского и Кельвиновского твердого тела (Ферхуген и др., 1974). В этом случае развитие деформаций во времени в общем случае в предположении непостоянства интенсивности глубинных нагрузок можно представить схемой, изображенной на рис. 7.1. Однако даже при постоянных нагрузках в разнородных тектонических районах с различным строением земной коры, разной мощностью осадочного чехла и физико-механических свойств горных пород должны проявляться и различные виды механического поведения, наблюдаемые в лабораторных экспериментах.

Поэтому едва ли можно ожидать от натурных наблюдений, в частности, на геодинамических полигонах, расположенных в различных сейсмоактивных областях, что изменения во времени современных деформаций приповерхностной части земной

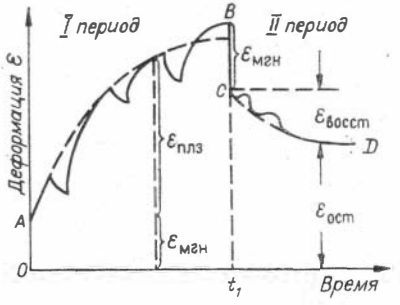



*Рис. 7.1.* Схема развития во времени деформаций среды, обладающей свойствами Максвелловского и Кельвиновского твердого тела (кривая без локальных аномалий).

$\varepsilon_{мгн}$ — мгновенная деформация; $\varepsilon_{плз}$ — деформация упругопластической ползучести; $\varepsilon_{восст}$ — восстановления; $\varepsilon_{ост}$ — остаточная.

коры будут соответствовать какому-либо стандартному реологическому телу.

При изучении временного аспекта важно выяснить цикличность и знакопеременность компонент деформации, поскольку такой процесс ускоряет разрушение среды. Из лабораторных экспериментов известно, что если среда деформируется упруго, то при переменных деформациях разрушение наступает после весьма большого числа циклов. При упругопластических же деформациях и переменных нагрузках, даже если максимальные напряжения далеко не достигают предела прочности пород, опасное состояние, связанное с разрушением, возникает и при сравнительно небольшом числе циклов. Так, если напряжения достаточно велики, то разрушение материала может произойти даже после 5—10 циклов (Федосьев, 1972; Качанов, 1969). Чередование пластических деформаций разного знака приводит к понижению прочности материала и он может быть разрушен при гораздо меньших нагрузках, чем в статических условиях. Причиной усталостных разрушений являются возникновение и развитие микротрещин внутри и на поверхности материала. Вместе с тем сопротивление усталости для одного и того же материала зависит от типа деформации — изгиб, растяжение и другие, а также от вида цикла и частоты смены знака деформации (Качанов, 1969). Поэтому при изучении современных движений земной поверхности важно выяснить внутреннюю структуру процесса деформации.

Следует отметить, что между амплитудой деформации и усталостной долговечностью $N$, под которой понимается число циклов изменения деформации, необходимых для разрушения при заданной амплитуде, существует обратная зависимость. При этом амплитуда переменных деформаций $\pm\varepsilon$, вызывающая разрушение через определенное число циклов $N$, зависит от средней деформации $\varepsilon_{ср}$. Амплитуда деформации, которая может быть наложена на постоянную (среднюю) деформацию и повторена в среднем $N$ раз до разрушения, уменьшается с увеличением среднего уровня деформации. Истинный вид такой функции зависит главным образом от пластичности среды (Роней, 1976).

Приведенные сведения носят общий характер и, видимо, должны оставаться справедливыми в широком диапазоне масштабов, в том числе и для верхней части земной коры.

В настоящем разделе рассматривается развитие во времени вертикальных деформаций поверхности трех «натурных образцов» земной коры — Байкальского, Алма-Атинского и Гармского геодинамических полигонов.

**Байкальский полигон (Усть-Селенгинская депрессия).** На рис. 7.2 приведены соответственно алгебраически накопленные относительно 1968 г. осредненные по всему профилю значения вертикальных деформаций наклона и изгиба земной

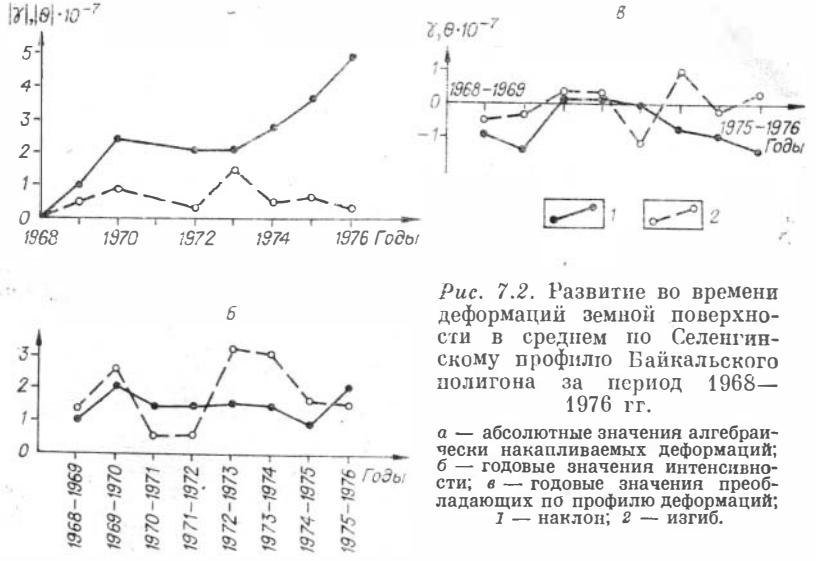



*Рис. 7.2.* Развитие во времени деформаций земной поверхности в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за период 1968—1976 гг.

*а* — абсолютные значения алгебраически накапливаемых деформаций; *б* — годовые значения интенсивности; *в* — годовые значения преобладающих по профилю деформаций; *1* — наклон; *2* — изгиб.

поверхности, годовые значения этих параметров, полученные как средние из абсолютных значений по каждому участку профиля и именуемые далее интенсивностью деформаций, и годовые значения, осредненные с учетом знаков. Последние указывают на преобладание вдоль профиля знака деформации в данный период наблюдений.

Как видно из рис. 7.2, *а*, кривая изменения интегрального эффекта наклона состоит из трех последовательных участков. Первый (1968—1970 гг.) свидетельствует о накоплении наклона поверхности депрессии в сторону осевой части Байкала. Второй (1970—1973 гг.) показывает, что наклон прекратился и даже несколько уменьшился. Третий участок кривой, относящийся к следующим годам, фиксирует возобновление наклона. При этом его скорость стала даже несколько выше по сравнению с первым периодом.

Подобный характер изменения деформации во времени напоминает кривую упругопластической деформации ползучести со сбросом напряжений в начале второго периода и новой нагрузкой после наблюдений 1973 г. Действительно, из опытов известно, что при уменьшающейся нагрузке процессы прямой и обратной упругопластической ползучести могут протекать одновременно (Качанов, 1969). Если, например, напряжения сброшены только частично, то наложение прямой и обратной ползучести может даже приостановить на некоторое время первую из них. При полном же сбросе нагрузки и при уже развившемся процессе деформации начинает развиваться процесс восстановления, но если вновь нагрузить материал до прежне-

го уровня напряжений, то вначале скорость деформирования может оказаться даже выше, чем до перерыва, но затем примет первоначальное значение.

Высказанное предположение может быть проверено при сравнении компонент деформации с показателями сейсмичности; этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе.

Накапливаемый эффект изгибовой деформации меняется ритмично с квазипериодом, примерно 2—4 года, что, очевидно, является отражением ее знакопеременности (рис. 7.2, *в*); интенсивность изгиба также квазициклична. Однако интенсивность паклона не обнаруживает какой-либо закономерности.

Таким образом, в направлении, перпендикулярном простиранию Байкальской рифтовой зоны, поверхность Усть-Селенгинской депрессии в среднем систематически наклоняется к осевой части Байкала, вместе с тем она ритмично изгибается.

**Алма-Атинский полигон (зона сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау).** Рассмотрим осредненные характеристики вертикальных деформаций по всем субмеридиональным профилям данного полигона. Видимо, некоторая усредненная деформация есть наиболее обещающий характеристический параметр деформированного состояния, за которым может последовать разрушение. Однако следует заметить относительно осреднения изгибовой деформации. Дело в том, что ее распределение по территории может оказаться симметричным, как это и наблюдается на данном полигоне (§ 2, гл. 5), и тогда среднее по всей территории будет близким к нулю, что и отражено на рис. 7.3, *а*, *в*.

Анализ средних значений отрицательных и положительных аномалий изгиба отдельно (гл. 5, § 2) показывает, что их интенсивность увеличивается примерно с одинаковой скоростью, т. е. изгиб поверхности Алма-Атинского полигона в «гофр» в среднем нарастает во времени.

Интегральный эффект наклона нарастал до 1969 г., сменившись затем ритмичным убыванием. Если общий спад с 1969 по 1975 г. аппроксимировать прямой зависимостью от времени $\gamma = 3{,}9—0{,}2\ T$ (T — в годах), то остаточная деформация удовлетворительно может быть представлена затухающими колебаниями с периодом около трех лет и с логарифмическим декрементом затухания, равным $\sim 0{,}35$. Следует отметить, что логарифмический декремент затухания относится к числу реологических свойств среды, проявляющихся во времени, как и вязкость (Гзовский, 1975). Характер развития накапливаемого эффекта наклона обусловливается знакопеременной цикличностью его средних годовых значений (см. рис. 7.3, *в*) и спадом годовой интенсивности, показанным на рис. 7.3, *б*.

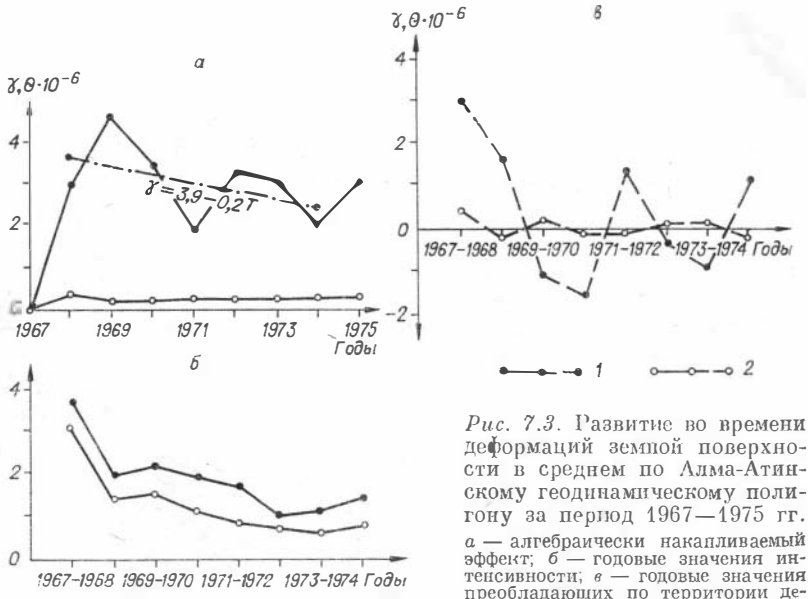



*Рис. 7.3.* Развитие во времени деформаций земной поверхности в среднем по Алма-Атинскому геодинамическому полигону за период 1967—1975 гг. *а* — алгебраически накапливаемый эффект; *б* — годовые значения интенсивности; *в* — годовые значения преобладающих по территории деформаций; *1* — наклон; *2* — изгиб.

Как видно из последнего рисунка, годовая интенсивность обеих компонент вертикальной деформации в среднем уменьшилась. За 1968—1974 гг. для наклона она понизилась в четыре раза, а для изгиба — в пять раз. При этом скорость ее спада в среднем постепенно уменьшилась и кривые к 1973—1974 гг. стали выполаживаться. Интересно отметить, что в течение первых пяти лет с начала наблюдений и до 1972 г. отношение интенсивностей наклона к изгибу линейно нарастало, т. е. наклон был более консервативен ко времени, чем изгиб. Начиная с 1972 г., при продолжающемся общем спаде упомянутое отношение начало беспорядочно флуктуировать.

Сейчас пока трудно понять, означает ли спад интенсивности вертикальных деформаций наступление более спокойного периода или следует ожидать в ближайшее время увеличения уровня деформации. Это покажут дальнейшие наблюдения.

Указанный вопрос существен как с позиций познания общей закономерности процесса, в частности, его цикличности крупного временного масштаба, так и в связи с тем, что часто область непосредственной подготовки сильного землетрясения может характеризоваться спадом фона деформирования земной коры на общем возрастающем фоне в смежных районах (Нерсесов и др., 1973). К сожалению, о развитии во времени деформаций в сопредельных с полигоном территориях у нас сведений не имеется. Данные же повторных нивелировок, вы-

полненных в 1975 г., показали как будто некоторое повышение здесь интенсивности деформаций.

Обращает на себя внимание аномальное отклонение интенсивности деформаций по данным наблюдений в 1970 г., выполненных частью до, частью после Саракамышского землетрясения, от их закономерного уменьшения. Возможно, что такая аномалия связана с процессом подготовки этого землетрясения, но возможно, что она обусловлена и его проявлением: территория полигона попала в 4—5-балльную зону и, возможно, что после сотрясения уровень деформации верхней осадочной толщи стал выше по сравнению с 1968—1969 гг.

Заканчивая обзор временного развития вертикальных деформаций на данном полигоне, следует еще раз подчеркнуть некоторые особенности: 1 — знакоперемепную цикличность наклона с квазипериодом около трех лет, что обусловливает циклический характер накопленного эффекта; 2 — сохранение и развитие «гофра» земной поверхности; 3 — понижение годовой интенсивности обеих компонент деформации в период 1969—1974 гг. Возможно, что последнее является частью крупномасштабного временного цикла деформаций. Если подобное предположение справедливо, то длительность такого цикла должна быть не менее 15—20 лет.

**Гармский полигон (зона сочленения Северного Памира с Южным Тянь-Шанем).** Как и на предыдущих полигонах,

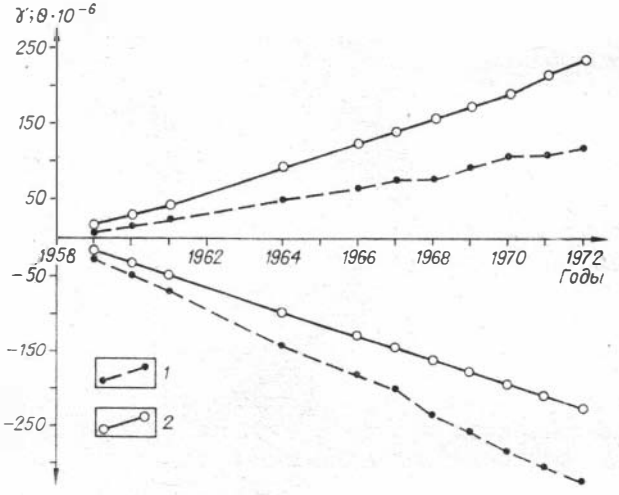



*Рис. 7.4.* Развитие во времени накапливаемого эффекта деформаций земной поверхности в среднем по Гармскому полигону.

*1* — наклон; *2* — изгиб.

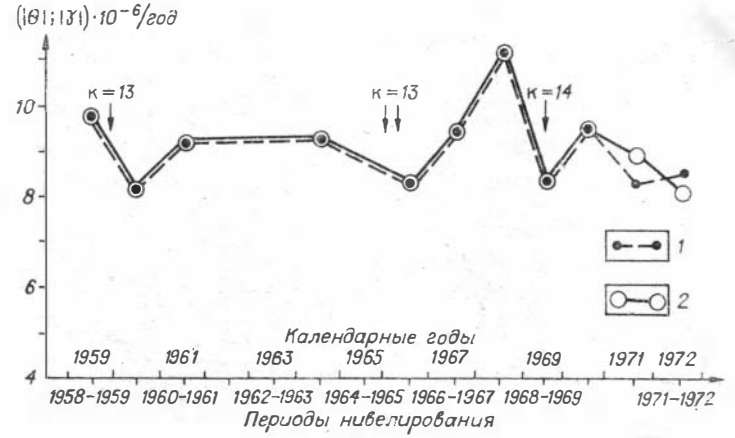



*Рис. 7.5.* Изменение во времени интенсивности деформаций земной поверхности в среднем по Гармскому полигону за период 1958—1972 гг.

*1* — наклон;; *2* — изгиб. Стрелками указаны моменты возникновения землетрясений 13 и 14 энергетических классов.

вначале рассмотрим изменение во времени накапливаемого эффекта деформаций.

Из рис. 7.4 видно, что в зоне сочленения указанных структур происходит их интенсивное увеличение. Средняя скорость накопления изгиба составляет $16 \cdot 10^{-6}$ в год. Накопление наклона на участках, наклоняющихся в противоположные стороны, происходит с разной интенсивностью. Скорость накопления «положительных» наклонов составляет $23 \cdot 10^{-6}$ в год, а «отрицательных» — $9 \cdot 10^{-6}$ в год.

Как уже говорилось, важнейшей количественной характеристикой процесса деформирования является его годовая интенсивность, представляющая собой среднее значение из абсолютных величин компонент деформации по всем участкам полигона, поскольку она отражает энергетическую сторону процесса. Из рис. 7.5 видно, что интенсивность обеих компонент здесь меняется совершенно идентично. При этом ее средний уровень, равный $9 \cdot 10^{-6}$ в год, сохраняется на протяжении всех 14 лет. На подобном фоне проявляются квазибухтообразные всплески.

Если рассматривать весь полигон как один «образец», то преобладающий наклон территории во все годы наблюдений сохраняет один и тот же знак (рис. 7.6), что свидетельствует об однонаправленности процесса деформации. Полученные данные свидетельствуют также о том, что деформации земной коры в зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира по своей интенсивности намного выше, чем в Алма-Атинском районе и более чем на

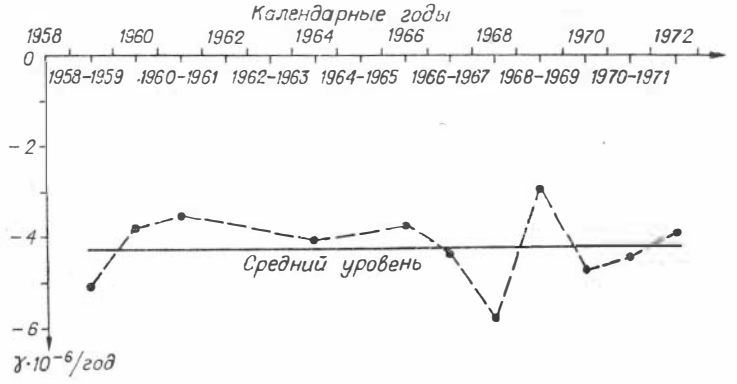



*Рис. 7.6.* Изменение во времени преобладающего наклона земной поверхности в среднем по Гармскому полигону за период 1958—1972 гг.

порядок превышают подобные характеристики для Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны и Западного Прибайкалья.

Для удобства сравнения основные данные помещены в табл. 6.

В недавно вышедшей работе А. А. Никонова (1977), обобщающей данные о современных и голоценовых движениях земной коры, при рассмотрении вертикальных движений на Среднеазиатских геодинамических полигонах автором, как впрочем и многими другими исследователями, игнорирующими принципы инвариантности, делается распространенная методическая ошибка. Он полагает, что «вполне правомерно» сравнивать величину современных смещений реперов на Алма-Атинском, Гармском, Ташкентском и Ашхабадском полигонах «...поскольку полигоны находятся в сходных геотектонических условиях, а измерения близки по методике и точности» (с. 72). Ошибочность подобного представления состоит в том, что сравниваются величины, зависящие от начала координат, поскольку скорости перемещений на указанных полигонах определяются относительно своих «исходных» реперов. По этой причине вывод о том, что «...на всех полигонах рассчитанные величины близки между собой», может оказаться весьма далеким от истины.

Полученные результаты по трем сейсмически активным районам позволяют констатировать что развитие интенсивности (скорости) деформации может быть описано одной из следующих моделей.

1. Средний уровень интенсивности (скорости) сохраняется на протяжении многих лет. На этом фоне проявляются бухтообразные всплески (аналогом служат обе компоненты на Гармском полигоне и наклон Усть-Селенгинской депрессии) либо

Таблица 6

**Сравнение характера развития во времени средних для полигонов статистических характеристик вертикальных деформаций земной поверхности**

| Полигон | Период наблюдений, гг. | Эффект накопления деформаций; годовая скорость накопления | Годовая интенсивность деформаций | Средняя годовая скорость преобладающей по площади деформации |
|---|---|---|---|---|
| Байкальский (Усть-Селенгинская депрессия) | 1968—1976 | Наклон нарастает со скоростью $1 \cdot 10^{-7}$ в год. Остановка роста в 1970—1973 гг. Накопленный эффект изгиба ритмичен с квазипериодом около 2—4 лет и с амплитудой от 0 до $1{,}5 \div 2 \cdot 10^{-7}$ | Интенсивность наклона меняется слабо от 1 до $2 \cdot 10^{-7}$ в год. Интенсивность изгиба меняется ритмично от 0,5 до $3 \cdot 10^{-7}$ в год с квазипериодом 2—3 года | Скорость преобладающего наклона практически одного знака меняется от 0 до $1{,}5 \cdot 10^{-7}$ в год. Изгиб знакопеременен, $\pm$ $1 \cdot 10^{-7}$ в год |
| Алма-Атинский | 1967—1975 | Наклон нарастает до 1969 г. со скоростью $2 \cdot 10^{-6}$ в год. Затем падает в среднем по прямой $\gamma = 3{,}9 - 0{,}2$ Т с наложением затухающих колебаний при логарифмическом декременте 0,35 и квазипериодом 3 года. Накопление изгиба в локальных аномалиях происходит со скоростью $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ в год | Интенсивность наклона за весь период падает со скоростью $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ в год; интенсивность изгиба понижается аналогично со скоростью $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ в год | Скорость преобладающего наклона знакопеременна, ритмична с квазипериодом 2—3 года и с понижающейся амплитудой от 3 до $1 \cdot 10^{-6}$. Подобная характеристика изгиба в среднем по полигону близка к нулю в связи с «гофром» поверхности в направлении с юга на север |
| Гармский | 1958—1972 | Наклон нарастает в течение 14 лет со средней скоростью $16 \cdot 10^{-6}$ в год. Накопленный эффект изгиба также растет со скоростью $16 \cdot 10^{-6}$ в год | Интенсивность обеих компонент одинакова и составляет в среднем $9 \cdot 10^{-6}$ в год. В отдельные периоды проявляются флуктуации в $1 - 4 \cdot 10^{-6}$ | Скорость преобладающего наклона флуктуирует около его среднего значения, равного $4{,}3 \cdot 10^{-6}$ в год. Подобная характеристика изгиба близка к нулю |

флуктуации интенсивности квазицикличны (аналог — изгибовая компонента Усть-Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны).

2. Средний уровень интенсивности систематически падает либо растет на протяжении многих лет. На подобном фоне проявляются ее флуктуации (аналог — обе компоненты вертикальных деформаций зоны сочленений Илийской впадины с Заилийским Алатау). Примера роста среднего уровня интенсивности пока нет. Однако в принципе рост возможен.

Модели накапливаемого эффекта деформации мыслимы следующих типов.

1. Накапливаемый эффект увеличивается во времени (аналоги — Гармский (наклон, изгиб), Байкальский (наклон), Алма-Атинский (изгиб) полигоны).

2. Накопленный эффект флуктуирует без существенного нарастания в связи со знакопеременностью компонент деформации (Алма-Атинский полигон (наклон), Байкальский полигон (изгиб)).

Следует оговориться по поводу модели типа I. Поскольку речь идет о наблюдаемом эффекте, то его увеличение не означает, что суммарная деформация рассматриваемой области возрастает. Может оказаться, что накопление наблюдаемых деформаций — результат уменьшения абсолютной деформации области, возникшей в предыдущее до исходных наблюдений время.

И наконец, обобщенные модели развития интенсивности деформации и эффекта их накопления возможны следующих трех типов.

1. Средний уровень интенсивности постоянен. Накопленный эффект возрастает (зона сочленения Памира с Тянь-Шанем), либо флуктуирует при знакопеременности деформаций.

2. Средний уровень интенсивности систематически понижается, накопленный эффект флуктуирует в связи со знакопеременностью компонент деформации (Алма-Атинский полигон), либо возрастает.

3. Средний уровень интенсивности систематически нарастает. Накопленный эффект может возрастать, либо флуктуировать при знакопеременности компонент.

Подобные модели могут служить некоторым стандартом временного развития компонент вертикальных деформаций земной поверхности для сравнения с ними различных региональных и локальных закономерностей развития деформаций. Наряду с этим обобщение накопленных наблюдений на геодинамических полигонах на основе подобных схем позволит «паспортизировать» разнородные тектонические районы с целью выяснения локальных и региональных причин наблюдаемых явлений. Предложенные модели — первый опыт систематизации. Дальнейшие исследования в этой важной области должны привести к большей конкретизации подобных схем.

## § 2. СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА С РАЗВИТИЕМ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В предыдущем разделе мы ограничились рассмотрением особенностей развития во времени двух статистических характеристик вертикальных деформаций — их годовой интенсивности и накопленного эффекта относительно исходной эпохи наблюдений. В данном разделе попытаемся выяснить связь этих параметров с некоторыми показателями сейсмичности.

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения, что сейсмичность и медленные движения земной коры являются функцией одних и тех же геотектонических процессов. Как и любое макроявление природы, деформации земной поверхности и сейсмический процесс имеют многоступенчатую природу формирования. В соответствии со взглядами, изложенными в работе Ю. М. Алехина (1963), мы рассматриваем пространственно-временное сейсмическое поле как последнее звено длинной цепи причинно-следственных связей, когда при формировании этого процесса, т. е. при переходе от одного звена геофизических явлений к другому, постепенно накапливаются элементы случайности.

Поэтому окончательное явление — возникновение толчков представляет собой случайный процесс. Но подобным образом происходит и формирование процесса медленных деформаций земной поверхности. В силу действия тектонических, космических и других факторов земная поверхность, согласно законам механики, обязательно реагирует на эти воздействия изменениями формы и площади. Однако количественное выражение этой реакции, ее характер зависят от большого числа других факторов, в частности, от глубинного строения земной коры, наличия и формы разрывных нарушений, флюидонасыщенности и т. п.

Следовательно, процесс медленных деформаций и сейсмический процесс не детерминируются действием одного какого-либо закона, а являются результатом перекрещивания действий нескольких причинных цепей. Поэтому, с одной стороны, медленные деформации и процесс сейсмичности случайны, с другой — они необходимы по своему непосредственному происхождению, т. е. генетически связаны с определяющими их факторами. Однако в силу недетерминированности действий определяющего фактора принцип классического детерминизма неприменим при изучении связи между процессом сейсмичности и медленными деформациями земной поверхности. Подобные связи могут существовать только как корреляционные с той или иной теснотой связи.

Сейсмическая активность какого-либо района генетически связана с общим уровнем деформации земной коры. Однако

подобный уровень, накопившийся до начала геодезических наблюдений, не известен. Доступной для изучения характеристикой деформированного состояния является лишь накопленный эффект деформации относительно исходной даты наблюдений. Очевидно, что изменение во времени подобной характеристики отражает изменение общего уровня деформации данного района. Поэтому связь между какими-либо показателями сейсмичности и накопленным эффектом деформаций с точностью до постоянной величины должна всегда характеризовать собой связь между сейсмичностью и общим уровнем деформации. Следует заметить, что для разных районов эта постоянная будет различной.

Для выяснения указанной связи в области сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау составлен график корреляции сейсмической активности на уровне $K = 10$ для территории, ограниченной рамками 41°40′—44°30′ с. ш. и 75°00′—80°00′ в. д., с накапливаемым эффектом осредненного наклона земной поверхности по территории Алма-Атинского геодинамического полигона за период 1967—1975 гг. На рис. 7.7. показана эта зависимость, аппроксимированная прямой $A_{10} = 26 \times \times 10^{-4}$, $\cdot\gamma$, где $\gamma$ — в единицах шестого знака.

Очевидно, что накапливаемая деформация территории полигона, площадь которой около 400 км², находится в прямой корреляционной связи с уровнем сейсмической активности очень большой области Северного Тянь-Шаня. Коэффициент корреляции достаточно высок ($r = +0{,}77 \pm 0{,}2$).

Полученный результат свидетельствует о том, что характер временного развития сейсмического течения горных масс в больших пространственных областях (Ризниченко, 1965, 1976) находит отражение во временном ходе вертикальных деформаций земной поверхности относительно небольшой территории.

Подобная зависимость достаточно четко проявляется и в корреляции годового приращения сейсмической активности на уровне $K = 10$ со средним приращением накапливаемого эффекта наклона. На графике рис. 7.8 имеется отскочившая точка, располагающаяся в левом верхнем квадранте рисунка. Она относится к приращениям за период 1969—1970 гг., т. е. ко времени, видимо, аномального течения процесса подготовки Саракамышского землетрясения. Приращение эффекта наклона за данный период, возможно, обусловлено этой аномалийностью. Поэтому при определении линии регрессии указанная точка не принималась во внимание.

На рис. 7.9 показано корреляционное поле между модулем накапливаемых деформаций поверхности Гармского геодезического полигона и величиной плотности сейсмического фона центральной зоны Гармского сейсмоактивного района. Плот-

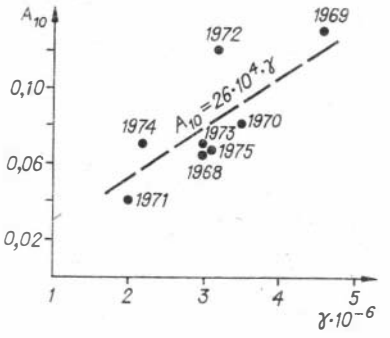



*Рис. 7.7.* Корреляция сейсмической активности на уровне $K = 10$ с накопленным эффектом наклона поверхности в среднем по Алма-Атинскому геодинамическому полигону за период 1967—1975 гг.

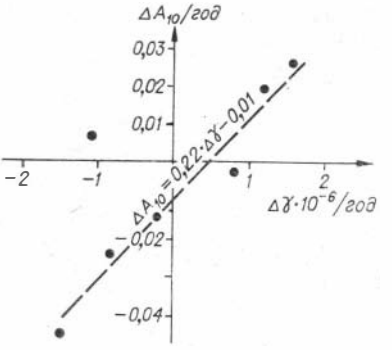



*Рис. 7.8.* Корреляция приращения сейсмической активности на уровне $K = 10$ в год со средним приращением накапливаемого наклона земной поверхности в пределах Алма-Атинского геодинамического полигона за период 1967—1975 гг.

ность сейсмического фона, под которой понимается число землетрясений с $K = 7—9$ год/км² (Нерсесов и др., 1973, 1974), является своеобразным индикатором уровня потенциальной сейсмической энергии, накапливаемой в земной коре в процессе перераспределения тектонических напряжений. Как видно из упомянутого рисунка, между общим уровнем современных медленных деформаций земной поверхности и плотностью сейсмического фона в Гармском сейсмоактивном районе также обнаруживается весьма тесная корреляционная зависимость, $r = +0{,}94 \pm 0{,}1$.

Из этого же рисунка видно, что плотность сейсмического фона не будет равна нулю при равенстве нулю накопленного эффекта деформации. Видимо, подобное соотношение связано с тем, что подобный эффект, как уже отмечалось, не отражает абсолютный уровень деформирования данной области. В то же время, согласно этому графику, не равна нулю и накопленная деформация при равенстве нулю сейсмического фона. Этот

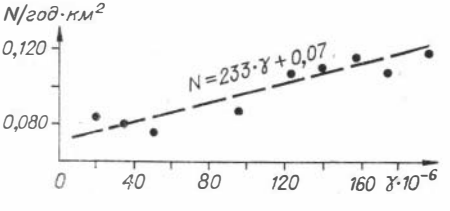



*Рис. 7.9.* Корреляция плотности сейсмического фона центральной зоны Гармского сейсмоактивного района со средним значением накопленного эффекта деформации наклона земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона за период 1958—1970 гг.

факт, видимо, связан с неполнотой учета сейсмического течения горных масс, так как при определении фона принимаются землетрясения только 7—9-го энергетических классов.

Накопленный эффект среднего наклона территории Усть-Селенгинской депрессии за период 1968—1973 гг. также коррелирует с уровнем сейсмической активности рифтовой зоны. Однако следует заметить, что здесь подобная связь проявляется слабее, чем в двух других рассмотренных районах. В рифтовой зоне за период, соответствующий нивелировкам 1968—1969 гг. произошло 192 землетрясения с $K \geqslant 9$, за период 1969—1970 гг., соответствующий данным нивелировки 1969—1970 гг., произошло 216 подобных землетрясений. В последующие периоды их число фиксировалось примерно на одном уровне — 211 в 1972 и 204 в 1973 г. Изменение числа землетрясений качественно соответствует временному ходу накопленного эффекта наклона по Селенгинской линии Байкальского полигона.

Таким образом, приведенные данные по трем различным сейсмоактивным районам свидетельствуют о том, что между показателями сейсмической активности и временным развитием общего уровня деформаций земной поверхности, фиксируемым характером развития накопленного эффекта деформаций на основе геодезических данных, существует прямая корреляционная связь.

Рассмотрим теперь соотношение сейсмической активности с интенсивностью вертикальных деформаций земной поверхности, соответствующей скорости деформирования.

На рис. 7.10 по оси абсцисс отложены годовые приращения интенсивности деформаций наклона земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона, а по оси ординат — приращения плотности сейсмического фона за период 1958—1970 гг. Из рисунка очевидно, что между отмеченными величинами существует достаточно тесная корреляционная связь. Как видно, положительным приращениям интенсивности деформаций соответствуют отрицательные приращения плотности сейсмического фона, т. е. его уменьшение, а отрицательным приращениям интенсивности (ее уменьшению) соответствуют положительные приращения плотности сейсмического фона (его увеличение). Исключение составляет только период 1966—1967 гг., когда положительным приращениям интенсивности наклона соответствовало и положительное приращение плотности фона.

На рис. 7.11 по оси абсцисс отложены приращения годовой интенсивности наклона в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона, а по оси ординат — приращение за год числа землетрясений с $K \geqslant 9$ в районе дельты р. Селенги. Данные указывают на прямой характер связи между указанными величинами.

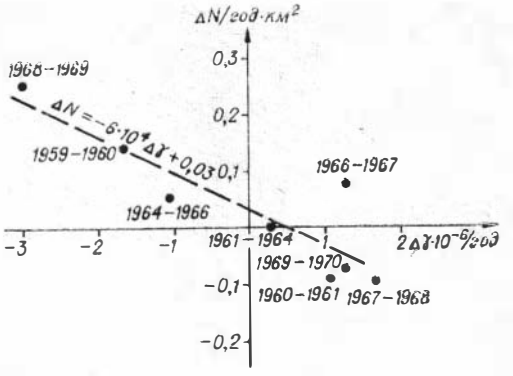



*Рис. 7.10.* Корреляция приращения плотности короткопериодных вариаций сейсмического фона ($\Delta N$/год·км²) со средним приращением интенсивности наклона и изгиба земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона за период 1958—1970 гг.

Что касается зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау, то здесь, как было показано в предыдущем разделе, интенсивность деформации за период 1969—1975 гг. систематически уменьшалась, сейсмическая же активность на уровне $K = 10$ периодически менялась. Так что здесь связь между подобными характеристиками не проявляется.

Рассмотрим еще вопрос, на каком этапе развития деформаций земной поверхности происходит возникновение крупных землетрясений?

На рис. 7.5 стрелками показаны моменты возникновения четырех крупных землетрясений 13-го и 14-го энергетических классов, эпицентры которых располагались вблизи Гармского геодезического полигона («Дополнение к статье . . .», 1976; Нерсесов и др., 1973). Очевидно, что землетрясения приурочены к периоду спада интенсивности деформирования. При этом Гармскому землетрясению 14-го класса (22/III 1969 г.) соответствует более интенсивная аномалия, чем землетрясениям 13-го класса.

Подобная связь, как мы уже видели выше, проявляется также и в соотношении сейсмического фона данного района с интенсивностью деформаций: плотность сейсмического фона увеличивается в период спада интенсивности компонент деформации (рис. 7.10).

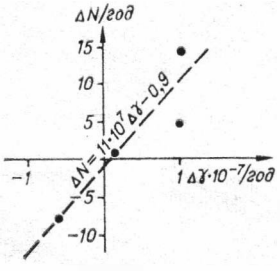



*Рис. 7.11.* Корреляция годового приращения числа землетрясений с $K \geqslant 9$ в дельте р. Селенги ($\Delta N$/год) с годовым приращением интенсивности наклона земной поверхности в среднем по Селенгинскому профилю Байкальского полигона за период 1967—1973 гг.

*Рис. 7.12.* Схема изменения скорости средней деформации за время сейсмического цикла (по В. И. Мячкину и др., 1975).

На Алма-Атинском полигоне и вблизи него за время геодезических наблюдений крупных землетрясений не происходило. Однако время возникновения известного Саракамышского землетрясения, хотя его эпицентр и располагался достаточно далеко от полигона, также приурочено к общему спаду интенсивности деформирования земной поверхности на данном полигоне (см. рис. 7.3, *б*).

Что касается Байкальской рифтовой зоны, то нам не удалось подметить подобного соотношения между возникновением крупных землетрясений вблизи от дельты р. Селенги и временным ходом интенсивности деформации по Селенгинскому профилю Байкальского полигона. Сопоставление здесь затрудняется отсутствием геодезических наблюдений в 1971 г.

Таким образом, полученные результаты по Гармскому и Алма-Атинскому полигонам не противоречат, а, наоборот, служат эмпирическим доводом в пользу известной теории подготовки и возникновения тектонических землетрясений, разработанной в ИФЗ АН СССР и основанной на представлениях об общем ходе процессов трещинообразования, согласно которой момент возникновения землетрясений должен быть приурочен к периоду уменьшения скорости интегральной деформации рассматриваемой области (рис. 7.12) (Костров, 1975; Мячкин и др., 1975, 1976). Конечно, пока рано утверждать, что эти данные полностью подтверждают справедливость указанных представлений, поскольку в Байкальской рифтовой зоне такого четкого соответствия не наблюдается. Однако их использование в качестве рабочей гипотезы при поиске предвестников землетрясений по данным геодезических наблюдений и планировании частоты повторных наблюдений не вызывает сомнения.

И в заключение настоящего раздела следует подчеркнуть, что изложенные здесь результаты неоспоримо свидетельствуют о наличии достаточно тесной корреляционной связи между показателями сейсмичности и компонентами деформации земной поверхности и, следовательно, о целесообразности использования подобных компонент при поиске предвестников землетрясений.

Следует также заметить, что в связи со сложностью процесса деформации, ограниченностью периода наблюдений за сейсмичностью и краткосрочностью геодезических измерений рассчитанные линии регрессии не могут считаться окончательными и их, конечно, нельзя экстраполировать на другие районы. Принципиально важен факт доказательства их существования.

## § 3. АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ КАК МЕТОД ПОИСКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Поскольку в проблеме прогноза землетрясений все еще встречаются противоречивые высказывания, представляется целесообразным прежде всего остановиться на принципиальном в методологическом отношении вопросе, можно ли прогнозировать явление, не зная его причины? Причинность всеобща. Нет явлений, которые бы не имели своих причин, как нет явлений, которые бы не порождали те или иные следствия. Беспричинные явления невозможны, уже хотя бы в силу того, что законы сохранения материи и движения совершенно исключают возникновение чего-либо из ничего. Причинность — такая связь явлений, при которой в определенных условиях одно явление неизбежно порождает другое.

Иногда эта фундаментальная категория науки толкуется чрезмерно широко. Причинность отождествляется с существованием любых видов законов природы. В таком случае категория причинности растворяется в понятии всеобщей закономерной взаимозависимости явлений.

Основные черты причинности, ее сущность состоит в порождении одного явления другим. Следствие не просто появляется вслед за причиной как нечто самостоятельное, обособленное, не просто сопутствует ей, а связано с причиной внутренней неразрывной связью. Подобная связь строго необходима.

Последовательность процессов, связанных друг с другом отношением жесткой внутренней необходимости, называют причинно-следственной цепью. Развитие таких цепей происходит на основе переноса материи и движения от причины к следствию. Порождения следствия — это и есть передача материи и движения от того, что существует. Однако этот процесс передачи не всегда может наблюдаться непосредственно и может быть завуалирован многими превходящими обстоятельствами. Поэтому всегда исключительно важно правильно представлять, что может быть причиной рассматриваемого явления.

Важнейшее свойство причинно-следственных цепей — их пространственная и временная непрерывность. Именно то обстоятельство, что конкретная причина и следствие неразрывно связаны друг с другом, что в результате развития подобной цепи происходит перенос материи и движения, а также структуры от причины к следствию, и позволяет делать выводы по одной из составляющих данной пары о другой. Этим широко и пользуются в научных исследованиях.

Следует особо подчеркнуть, что в самой по себе отдельно взятой причине ее следствие заранее не определено безотносительно к условиям, в которых развертывается действие причины. Некоторые условия вообще необходимы, чтобы начала

действовать причина, другие усиливают или уменьшают, третьи даже совсем приостанавливают действие причины.

Однако в свою очередь следует подчеркнуть, что условия не играют ту же самую роль, что и причина. Условия, как совокупность независимых от причины явлений, превращают заложенную в причине возможность порождения следствия в существующую реальность.

В природе условий нет того, что само по себе может порождать данное следствие. Однако отделение друг от друга влияния условий и собственно действия причины очень сложный процесс, и чаще всего успех достигается лишь путем глубоких и кропотливых исследований. Для этого необходим анализ внутренней сущности явления.

Причинность охватывает все без исключения явления природы. При этом выделяются два вида подобных связей: с возникновением новых объектов и только с изменением состояния и свойств уже существовавших объектов. Результаты действия причины зависят как от природы объектов, на которые направлены действия причины, так и от внутреннего их состояния, зависящего от истории объекта, т. е. от тех причинных воздействий, которым он подвергался. Но сколь бы существенно действие причины не преломлялось во внутренних условиях, нельзя упускать из виду, что условия остаются только условиями и не могут трактоваться как составные части причины.

Всеобъемлемость причинной связи не означает, что она выражает вообще все возможные связи между явлениями. Она лишь одна из форм таких связей. Существуют явления, которые всегда следуют одно за другим, между ними существует временная связь, обладающая необходимым характером. Временная связь существует и между явлениями, которые не следуют одно за другим, а всегда обнаруживаются одновременно. Еще одна из форм связи — например, пропорциональность физических величин, характеризующих некоторые свойства материального мира. Указанные формы связи хотя и оказываются необходимыми, тем не менее они не относятся к причинным. В подобных связях нет главного, что присуще причинности — порождения одного другим, здесь одно явление выступает только спутником другого.

К особым связям относятся законы природы — это устойчивые, существенные, необходимые связи явлений. Понятие закона охватывает целую группу весьма различных необходимых связей, но только одна из них — причинная связь. Иными словами, «закон» — более широкое понятие, чем «причинность». Законы, не выражающие непосредственно связь между причиной и следствием, имеются в физике, химии, астрономии и в других областях человеческого знания.

Конечно, законы обеих групп (связь между причиной и следствием и связь между явлениями, не стоящими в отношении

друг к другу как причина и следствие) можно было бы назвать причинными, так как беспричинных явлений вообще не существует. Однако в таком понимании все законы были бы тривиально причинными. В строгом смысле причинными называют только те законы, которые охватывают события одной и той же причинно-следственной цепи, при этом законы второй группы, охватывающие явления из разных причинно-следственных цепей, не относятся, конечно, к беспричинным явлениям.

Таким образом, причинность соединяет только причину и следствие, закон же может выражать связи между различными причинами или следствиями, а также связи пространственной или временной корреляции. Сюда же входят функциональные зависимости, статистические распределения и др. Следовательно, причинность не может быть отождествлена с любым законом. Всегда необходимо исходить из того, что причинность действительно представляет собой лишь частичку всемирной связи, т. е. лишь одну из связей в ряду многих, но она обладает своими особыми только ей присущими свойствами.

Таким образом, изложенное и есть ответ на поставленный в начале раздела вопрос. Наличие большого числа взаимозависимостей явлений из различных причинно-следственных цепей, в принципе, позволяет прогнозировать явления без знания его причины на базе установления других типов закономерностей, где вовсе не дается связь между причиной и следствием. Необходимо подчеркнуть также, что подобные связи нельзя считать малозначащими, второстепенными, они существенны и необходимы. Примером подобных связей может служить простой физический закон: разность теплопроводностей газов при постоянных давлениях и объеме для данной массы газа равна постоянной величине. Здесь теплоемкость при постоянном давлении не служит причиной или следствием теплоемкости при постоянном объеме и др.

Итак, для предсказания какого-либо явления природы не необходимо знать его причину. Человечество в таком случае издавна использовало два пути прогноза: изучая внутреннюю временную структуру процесса, выявляя его цикличность (как более общее понятие периодичности) и отыскивая связи между событиями, не входящими в одну причинно-следственную цепь и не стоящими в отношении друг к другу как причина и следствие (Назаров и др., 1976).

Остановимся на конкретной причине землетрясения.

Известно, что нет смысла говорить о какой-либо первоначальной причине того или иного явления. Можно говорить о конкретной причине, как о ближайшем отправном пункте существования данного материального объекта, и в частности землетрясения. Поэтому часто встречающееся утверждение, что причиной землетрясений служат «глубинные процессы», по сути, есть лишь обоснование определенной точки зрения на

развитие исследований, когда по тем или иным условиям не требуется конкретизации причины землетрясения.

Общеизвестно, что под землетрясением понимается процесс колебаний земной поверхности, а в более общем виде, колебания Земли, сейсмические волны. Можно также считать общепризнанным положение, возникшее на основе опыта и физико-механических представлений, что энергия подобных колебаний возникает в результате разрядки накопленных тектонических напряжений. Между деформациями земной коры и землетрясениями, следовательно, существует необходимая причинно-следственная связь.

Однако означает ли это, что землетрясением должен заканчиваться любой процесс деформации? Выше мы подчеркивали, что в самой по себе отдельно взятой причине ее следствие заранее не определено безотносительно к условиям, в которых развивается действие причины, а некоторые условия вообще необходимы, чтобы начала действовать причина. Известно, что с неупругой деформацией не связано никакой потенциальной энергии. Следовательно, только быстрое уменьшение упругой составляющей деформации, не связанное с релаксацией, может привести к возникновению сейсмических волн. При условии же подобного превращения в медленном темпе в процессе ползучести, пластичности или вязкого течения сейсмические волны возникать не будут. Последние виды деформирования и внезапность землетрясения, свидетельствующие о локальном характере потери устойчивости протекания процесса тектонических деформаций, указывают на ряд других условий возникновения землетрясения, связанных со свойствами вещества земной коры и ее глубинным строением (Костров, 1975).

Однако эти условия, как совокупность независимых от деформации явлений, не играют ту же роль, что деформация. Они либо способствуют превращению заложенной в деформации возможности порождения землетрясения в существующую реальность, либо уменьшают, тормозят или даже полностью приостанавливают действие деформации как причины. В последнем случае землетрясения не происходит.

Неизбежность переноса материи и движения от причины к следствию ведет к тому, что порождение землетрясения определенным образом изменяет деформацию, превращая ее из упругой в неупругую. По существу, следствие всегда таково, что его возникновение в какой-то степени ослабляет причину со строгим соблюдением законов сохранения массы, энергии и тому подобных величин. Подобное «ослабление» есть универсальное свойство причинности, хотя оно иногда внешне и не проявляется из-за «усиления» причины за счет других источников. В нашем случае подобными источниками и являются «глубинные процессы».

Таким образом, в силу наличия большого числа условий, сопровождающих причину, современные деформации земной поверхности не детерминируют полностью возникновения землетрясения. Вместе с тем они сами — результат перекрещивания действия нескольких причинных цепей — глубинных, атмосферных, космических процессов. Поэтому деформации и сейсмичность представляют собой сложно-случайные явления в том смысле, что в подобных процессах закон больших чисел действует не только по оси времени (в совокупности повторений), но и по нормали к ней в суммах энергии элементарных слагаемых процесса. В таком случае последний должен быть цикличным, при этом отчетливость и устойчивость цикличности должна быть пропорциональной осреднению по площади и во времени (Алехин, 1963).

В настоящее время достаточно четко вырисовывается, что конкретизацией звена деформация — землетрясение, т. е. рабочей гипотезой при анализе наблюденных данных должна быть цикличность составляющих этого звена. Следует подчеркнуть, что процесс цикличности развития макроявлений принадлежит к классу фундаментальных проблем, разрабатываемых современной геологией и геофизикой.

Цикличность и ритмичность естественных макроявлений вообще — их характерная особенность. Примером тому служит цикличность солнечной активности, космических лучей, годовых стоков рек, ритмичность атмосферных процессов. Цикличен процесс образования гор, когда эпохи ускоренного роста сменялись эпохами относительного опускания. Последнее находит отражение в смене эпох врезания речных долин эпохами аккумуляции речных отложений. При этом амплитуда таких циклических движений может достигать 500 м (Никонов, 1971). Цикличность и ритмичность, например, осадконакопления в Донецко-Днепровском прогибе отмечалась многими украинскими геологами, циклично развиваются соляные купола и др. (Балуховский, 1966).

На материалах по различным районам выявлена цикличность и процесса сейсмичности. По данным Г. П. Тамразяна (1962), основанным на материалах о землетрясениях на территории СССР, сейсмичность отличалась ритмичностью колебаний. При этом продолжительность периодов весьма различна — от 2—3 до 90—140 лет. Еще раньше к подобному выводу пришла И. В. Кириллова (1957), установившая периодическое нарастание и уменьшение числа разрушительных землетрясений.

Новые данные по некоторым признакам периодичности землетрясений Кавказа содержатся в работах О. В. Лурсманашвили (1973), пришедшего к выводу, что для землетрясений с магнитудой более 5 имеет место приближенная периодичность в среднем 5,5; 11; 22 года и т. д.

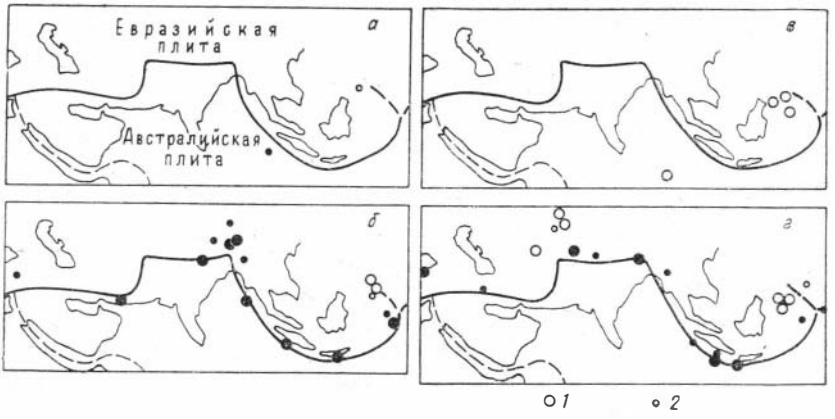



*Рис. 7.15.* Расположение крупных мелкофокусных землетрясений вдоль границы между Евразийской и Австралийской плитами.
Годы: *а* — 1952—1970; *б* — 1934—1951; *в* —1917—1933; *г* — 1897—1916; *1* — $M \geqslant 8{,}0$; *2* — $7{,}7 \leqslant M \leqslant 8$ (по Моги, 1976).

вания землетрясений с $M \geqslant 7{,}7$. Длительность подобных фаз 17—19 лет (рис. 7.15). Активность изменяется почти одновременно по всему поясу. На ряде сейсмогенных разломов циклическое высвобождение энергии проявляется в виде линейной миграции очагов вдоль разломов (Никонов, 1977).

Проявлением цикличности больших периодов, видимо, являются установленные В. П. Солоненко (1977) на основе палеосейсмогеологических данных четыре «вспышки» сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне.

Скорость современных вертикальных движений оказывается также цикличной. Как отмечал Ю. Д. Буланже на IV Международном симпозиуме по изучению современных движений земной коры, по данным на геодинамических полигонах, движения носят периодический характер, а квазипериоды вариаций и их амплитуда определяются тектоническими особенностями районов.

Наши исследования показали, что средняя по территории Алма-Атинского геодинамического полигона деформация знакопеременна — циклична с квазипериодом около трех лет (рис. 7.3).

Выше было сказано, что отчетливость и устойчивость цикличности сложно-случайных процессов зависит от площади и времени осреднения. Поэтому на Байкальском и Гармском полигонах, где протяженность профилей повторного нивелирования на порядок меньше, чем на Алма-Атинском, цикличность проявляется слабее.

О существовании короткопериодической цикличности деформирования земной поверхности свидетельствуют также ре-

зультаты наблюдений за показаниями астрономического уровня в эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения. Задолго до землетрясения земная поверхность здесь периодически отклонялась от нулевого (горизонтального) уровня. Наблюдения хорошо аппроксимируются синусоидой с периодом 9,8 месяца и амплитудой 2″,3 (Мавлянов, Уломов, 1976; Уломов, 1974).

Таким образом, фактические данные, несомненно, свидетельствуют о том, что движения земной коры представляют собой сочетание различных циклов, квазипериоды которых, согласно Уэлману (1975), колеблются в диапазоне $10^{-8}$—$10^{8}$ лет. Следовательно, изучение цикличности процесса современного деформирования земной коры и ее поверхности, видимо, должно являться одним из центральных звеньев в исследованиях по прогнозу землетрясений.

Однако высказывались соображения, что упругие деформации сосредоточены на расстоянии немногих десятков километров от очага, т. е. энергия сконцентрирована в весьма небольшой зоне (Стейси, 1972; и др.). Из этого следует, что выйти на область подготовки землетрясения при постановке геодезических наблюдений практически трудно. Подобное представление противоречит данным о сейсмогенных деформациях. Уже неоднократно указывалось, что движения не ограничены приразломными зонами, а при коровых землетрясениях охватывают площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров (Солоненко, 1977; Мавлянов, Уломов, 1976; и др.). Эта точка зрения в настоящее время получила инструментальное подтверждение. Достаточно известны факты деформации земной поверхности на гигантских площадях при Чилийских (1960 г.) и Аляскинском (1964 г.) землетрясениях, когда поднятия, опускания, перекосы, сдвиги проявились на площадях около 130 и 300 тыс. км$^2$.

При Гоби-Алтайском землетрясении (1957 г.) горный массив размером 275 на 300 км с абсолютными отметками до 4000 м, как указывает В. П. Солоненко, был приподнят и сдвинут к востоку «подобно ледоколу при боковом сжатии льдов». При Муйском землетрясении (1957 г.) видимые подвижки произошли на протяжении 140 км по разломам и др.

Сказанное с очевидностью свидетельствует, что при катастрофических землетрясениях деформациям подвергаются гигантские массы земной коры с площадью земной поверхности до сотен тысяч квадратных километров. Но из этого следует, что до возникновения в процессе подготовки подобных землетрясений деформациям подвергались еще более грандиозные объемы и площади. Об этом свидетельствуют и геодезические наблюдения на системе разломов Сан-Андреас. В Центральной Калифорнии близ г. Чоламе сдвиговые смещения за 1932—1951 гг. в 100-километровой полосе поперек основных структур

составили 32 см. Но только 12 см приходится на сам разлом Сан-Андреас (Burford, 1966). В долине Империэл, где сеть триангуляции охватывает полосу в 120 км шириной, смещения достигают 8 см/год. Скорость же сдвигания по самому разлому Империэл за счет крипа и слабых землетрясений оценивается в 1,3 см/год (Whitten, 1957; Scholz, Fitch, 1969), а скорость сейсмического сдвигания — в 3,2 см/год (Brun, 1968). Оставшиеся 3,5 см/год относятся за счет накопления упругих деформаций через всю зону. В районе зал. Сан-Франциско вблизи Хойварда подобные величины за 12 лет (1951—1963 гг.) составляют 1,7 и 0,7 см/год (Nason, Tocher, 1970).

Остановимся на методической стороне поиска предвестников землетрясений. Согласно вышесказанному, подобные явления также должны быть двух типов, причислять которые к одной категории, конечно, нельзя.

Не вдаваясь в существо предвестников второго типа, отметим, что в настоящее время они подразделяются на геофизические (уменьшение величины отношения $v_P/v_S$, вариации векового хода геомагнитного поля, увеличение электрической проводимости и др.), геохимические (возрастание содержания радона в подземных водах и газах, изменение изотопных отношений, вариации химического состава спонтанных и растворенных в подземных водах газов) и гидрогеологические (изменение дефицита воды, нефти, газа; повышение температуры источников, повышение активности грязевых вулканов, вариации солевого состава вод)(Агамирзоев и др., 1976; Билинский и др., 1976; Грин и др., 1976; Кармайкл, 1976; Мячкин, Зубков, 1973; Лыков и др., 1976; Мархинин и др., 1976; Мирзоев и др., 1976; Монахов, 1971; Назаров и др., 1976; Нерсесов и др., 1973; Пресс, Брейс, 1968; Садовский, 1970, 1973, 1976; Уразаев и др., 1976; Хагивара, 1976; Хитаров и др., 1974; и др.). Теоретической базой их поиска, как уже отмечалось, служит наличие большого числа объективных связей, не содержащих в себе момент порождения, производства землетрясения. Все эти явления возникают в основном в результате деформации земной коры.

В настоящее время уже не оспаривается наличие предвестников землетрясений собственно деформационного типа. Иное дело практика их поиска по данным геодезических измерений. Как говорилось раньше, по данным повторных наблюдений плановых смещений пунктов триангуляции можно построить столько отличающихся друг от друга векторных схем относительных перемещений, сколько пунктов имеется в рассматриваемой сети. Ясно, что эффективный поиск предвестников не может быть построен на анализе подобных «вариантных» схем, за исключением, быть может, разлома Сан-Андреас, где интенсивные смещения происходят в основном однонаправленно. Однако и в этом случае все построения со скоростью переме-

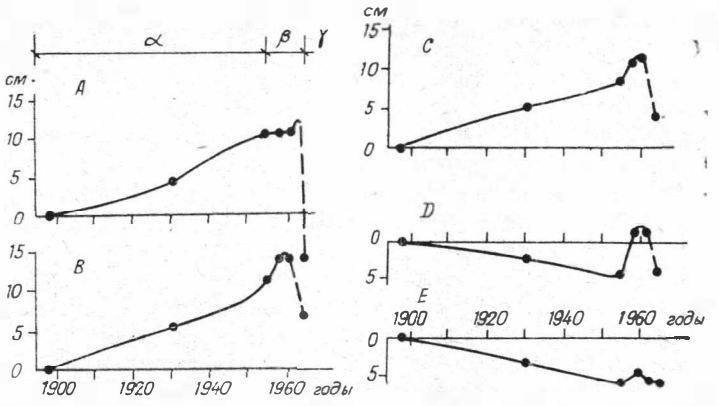



*Рис. 7.16.* Изменение высот точек *A*, *B*, *C*, *Д*, *E* в районе землетрясения Ниигата (1964 г.) в период с 1900 до конца 1964 г. (по Ю. А. Мещерякову, 1968).

щений (расчет повторяемости сейсмических событий) предполагают накопление упругих деформаций. Скорость перемещений фигурирует лишь как величина, отражающая этот процесс (Wallace, 1970; Бениофф, 1966).

Аналогично обстоит дело и с поиском предвестников по данным повторных нивелировок. На основе результатов пятикратных повторных нивелировок, выполненных в районе г. Ниигата в Японии и проводившихся с целью изучения оседания грунта, в связи с добычей природного газа и откачкой подземных вод, Ю. А. Мещеряковым (1968) были выделены три этапа движений земной коры в сейсмических районах. Он назвал их α-, β- и γ-движениями (рис. 7.16): медленные длительные движения (α), движения-предвестники, проявляющиеся в период подготовки землетрясения (β), и перемещения, вызванные самим землетрясением (γ). В дальнейшем подобное разделение стало использоваться в нашей отечественной литературе (Атрушкевич, 1972; Сигалов, 1974; Буланже, 1976; и др.). В зарубежной литературе встречается подразделение сейсмического цикла движений на большее число этапов (Scholz, 1972).

Анализ графиков показывает, что они представляют собой не что иное, как изменение во времени алгебраически накапливаемого эффекта превышений между двумя реперами. Но это фактически означает изменение величины, пропорциональной наклону земной поверхности, поскольку расстояние между реперами во все эпохи наблюдений можно считать практически постоянными. Следовательно, суть α-, β- и γ-движений не в изменении высот точек земной поверхности, не в их поднятии или опускании, так как оба репера могут подниматься или

опускаться над уровнем моря или один из них подниматься, а второй опускаться, суть в деформациях земной поверхности.

Однако возникает вопрос, где взять рецепт выбора масштаба деформации, поскольку общий процесс деформирования земной коры представляет собой наложение деформаций разного масштаба (Костров, 1975). Неустойчивость «одночастотной» схемы поиска можно видеть на примере построений для Джамбульского землетрясения (10 мая 1971 г., 7 баллов) в районе Каратауского разлома. На основе анализа результатов нивелировок 1936, 1956, 1970 и 1971 гг. по профилю 80 км на восток от эпицентра было сделано предположение, что по 1970 г. имело место $\beta$-движение — предвестник землетрясения, а после — $\gamma$-движение (Сигалов, 1974).

Легко убедиться, что подобные $\beta$- и $\gamma$-движения зависят от масштаба рассматриваемых участков. Если за исходный взять репер примерно в 18 км от начала координат (рис. 7.17), то за 14-летний период (1956—1970 гг.) деформации продолжали нарастать по сравнению с предыдущим периодом, а затем после землетрясения они резко уменьшились. Если же принять за «исходный» репер в 35 км, то картина становится обратной — за 1956—1970 гг. уровень деформаций падал, а после землетрясения он увеличивался. Ясно, что подобные движения не продвинут дело прогноза.

Таким образом, правильная по своему внутреннему содержанию «одночастотная» схема непригодна по своей форме для поиска предвестников землетрясений. Ясно, что не каждая составляющая общей деформации может быть одинаковым индикатором приближения землетрясения. Не имеет, напри-

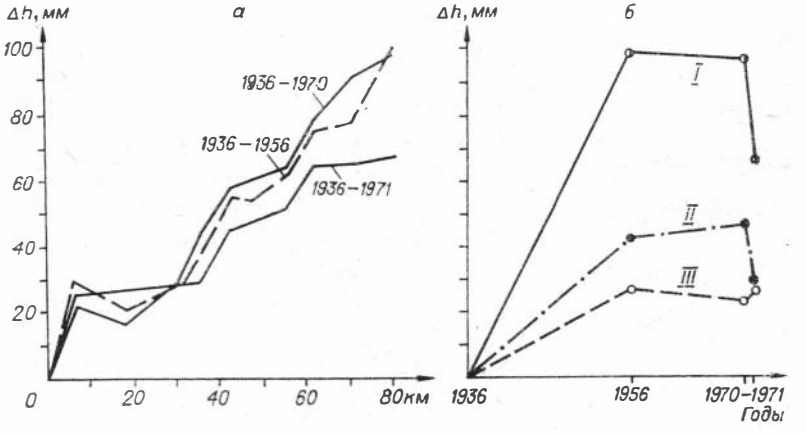



*Рис. 7.17.* Перемещения реперов в районе Джамбульского землетрясения 1971 г. (*а*) и изменение во времени деформаций разного масштаба (*б*).

I — начало отсчета скорости вертикальных перемещений в точке 0 (Сигалов, 1974); II, III — начало отсчета скорости в 18 и 35 км от точки 0 соответственно.

мер, смысла поиск только на основе анализа деформаций участков поверхности размером в десятки сантиметров, или для предсказания землетрясений в локальных районах рассматривать деформацию Евразии как целого.

Согласно гипотезе подготовки очага землетрясения, основанной на обобщении теоретических и экспериментальных результатов физики разрушения (Костров, 1975; Мячкин 1975, 1976), предвестники на поверхности земли (наклоны, изгибы) связаны с величиной общей деформации. Поэтому их общий вид должен получаться простым интегрированием скорости деформации. Следовательно, в случае повторных нивелировок в качестве поискового критерия должен быть принят интеграл от амплитудного спектра, накопленного относительно исходной эпохи наблюдений эффекта наклона или изгиба, т. е. практически следует рассматривать изменение во времени ряда дискретных значений этого интеграла

$$S_1 = \int_{l_1}^{l_k} A^{(T_1-T_0)}(l)\,dl;\quad S_2 = \int_{l_1}^{l_k} A^{(T_2-T_0)}(l)\,dl;\ \ldots;\quad S_n = \int_{l_1}^{l_k} A^{(T_n-T_0)}(l)\,dl,$$

где $n$ — число повторных нивелировок, $l$ — размеры (масштаб) деформаций, $A^{(T_i-T_0)}(l)$ — амплитудный спектр наклона или изгиба земной поверхности, соответствующий данным наблюдений за период времени $(T_i - T_0)$, $T$ — время исходной нивелировки (рис. 7.18).

Практически амплитудно-пространственный спектр деформаций будет дискретным, а характер дискретности обусловливается расстоянием между реперами вдоль рассматриваемого профиля.

Если бы можно было составить график суммарной деформации с учетом всех «гармоник» вдоль нивелирного профиля, то при достаточной частоте реперов можно было бы получить функцию $\gamma(l)$, заданную на конечном отрезке $(-L,\ +L)$. Тогда, разлагая ее в интеграл Фурье

$$F_L = \frac{1}{L}\int_{-L}^{+L} \gamma(l)\,\omega^{-i\omega l}\cdot dl = u(\omega) - iv(\omega),$$

где функции $u$ и $v$ представляют собой косинус и синус преобразования Фурье функции $\gamma(l)$ и определяются из следующих формул:

$$u(\omega) = \frac{1}{L}\int_{-L}^{+L} \gamma(l)\cos\omega l\cdot dl;\quad v(\omega) = \frac{1}{L}\int_{-L}^{+L} \gamma(l)\sin\omega l\cdot dl,$$

можно было бы классическим путем получить амплитудный спектр

$$A(\omega) = \sqrt{u^2(\omega) + v^2(\omega)}.$$

Однако метод конечных элементов не позволяет рассчитать суммарную деформацию. Рассчитанные таким путем компоненты деформации соответствуют участкам поверхности (масштабам) определенного размера и не отвечают полной деформации. Поэтому, видимо, амплитудный спектр и следует определять с помощью перебора вдоль профиля всех возможных масштабов конечных элементов, определяя «спектровое» значение наклона и изгиба как среднее значение для данного масштаба элементов. Естественно, что с увеличением масштаба участка их число во всем профиле будет уменьшаться.

Таким образом, анализ геодезических данных с целью поиска предвестников землетрясений должен базироваться не на рассмотрении временных изменений интенсивности отдельного масштаба деформации, а на изменении интенсивности всего спектра для данной области (профиля, полигона), или, по крайней мере, на некотором наборе масштабов деформации.

Резюмируя рассуждения настоящего раздела, следует подчеркнуть некоторые положения.

Теоретически неправомерно часто высказываемое мнение, что для прогноза землетрясений необходимо знать его причину. Методологически неправильно относить причину землетрясений к «глубинным процессам», так как между последними и землетрясением расположено целое звено причинно-следственной цепи. Конкретной причиной землетрясений служат деформации земной коры. Современные деформации земной поверхности представляют собой сложно-случайный процесс, поэтому связь деформация — землетрясение недетерминирована. Для поиска подобных связей необходим анализ деформаций земной поверхности с приме-

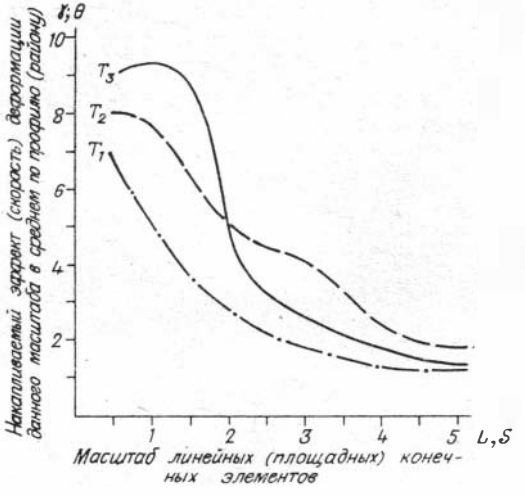



*Рис. 7.18.* Схематические кривые пространственного спектра деформаций по профилю или участку поверхности. $T_1$, $T_2$, $T_3$ — время повторных наблюдений.

нением метода конечных элементов и статистических методов обработки материалов наблюдений.

Центральным звеном анализа геодезических данных должно быть выявление и установление типов цикличности интеграла от спектра деформаций земной поверхности в разнородных тектонических областях. Вместе с тем необходим поиск предвестников среди явлений, не находящихся в одной причинно-следственной цепи с землетрясением,— геофизических, геохимических, гидрологических,— так как причинность является малой частью всемирных связей.

Поскольку речь идет о спектре деформаций, то очевидно, что при поиске предвестников ведущее место должно принадлежать методам, позволяющим определять этот спектр, в частности, классическим методам геодезии, дающим как локальные, так и региональные движения. Результаты же наблюдений в одной точке или на малых базах, как указывал Ф. Д. Стейси (1972), могут быть обременены значительным влиянием ползучести горных пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние два десятилетия достигнуты значительные успехи в изучении современных движений земной коры. Благодаря развитию геодезических методов наблюдений, получен обширный материал по высокоточным повторным нивелировкам, а по ряду районов — и триангуляций. Однако этот материал при общем признании его большой ценности для познания развития земной коры еще слабо используется при решении различных задач геологии, геофизики и геодезии. Трудности заключены не только в точности определения современных движений, но и в методологии анализа этих материалов, в частности, в «вариантности» используемых векторных схем движений, не позволяющей всесторонне исследовать пространственные и временные аспекты движения.

На протяжении всей настоящей работы мы стремились показать, что описание современных движений с помощью инвариантных количественных характеристик является более эффективным «инструментом» извлечения объективной информации из повторных геодезических наблюдений.

Основные результаты первой части работы, посвященной обоснованию методологической базы определения универсальных кинематических характеристик современных движений земной коры, вкратце сводятся к следующему.

I. На основе принципа Коши — Гельмгольца, теории деформаций и метода конечных элементов на симплексных моделях с использованием наблюдений пространственных и плановых геодезических сетей разработана методика определения инвариантных количественных характеристик современных движений:

1. Сдвиговых деформаций, характеризующих формоизменение объемных и площадных элементов земной коры.

2. Дилатации, описывающей изотропную деформацию, численно равную относительному изменению объема в трехмерном пространстве и площади в двумерном.

3. Главных значений деформации, физически представляющих приходящиеся на единицу длины относительные переме-

щения (коэффициенты относительного удлинения) вдоль главных направлений.

4. Направлений осей главных деформаций, с физической точки зрения представляющих такие направления, для которых ориентация малого элемента в данной точке при чистой деформации не меняется.

5. Вращений конечных участков земной коры и поверхности как абсолютно твердых тел.

II. Предложена методика определения главных значений деформаций и направления их осей, по данным линейных измерений группы радиально расположенных направлений без вычисления координат пунктов.

III. Разработана методика определения компонент вертикальных деформаций изгиба и наклона приповерхностных слоев земной коры.

IV. Разработана оценка точности определения компонент деформации и вращения. Предложены формулы оценки точности определения дилатации, изгиба и наклона земной поверхности, определяемой соответственно из повторных наблюдений триангуляции и нивелировок.

Показано, что наиболее выгодной формой с позиций точности определения компонент деформации симплексных моделей в двумерной области является равносторонний треугольник.

Исследованы эффекты в компонентах деформации от постоянных ошибок векторов смещений и ошибок, линейно зависящих от координат. Показано, что ошибки масштаба триангуляции не влияют на значение сдвиговых деформаций, на направление главных осей деформации и вращение, а вносят только постоянный эффект в дилатацию и главные значения независимо от местоположения (удаления) рассматриваемого участка относительно начала координат. Сдвиговая компонента деформации зависит лишь от изменения углов в треугольнике. Погрешность ориентировки плановых сетей вносит только ошибку во вращение и направление главных осей, не влияя на компоненты чистой деформации.

Таким образом, в первой части монографии на основе существующих методов и физических представлений разработана методология анализа повторных геодезических наблюдений, предназначенная для изучения внутренней структуры современных движений земной коры.

Использование предложенных методов анализа при обсуждении геодезических наблюдений в различных регионах составляет содержание второй части работы, основные положения которой вкратце можно свести к следующему.

I. Получены первые представления о латеральном распределении современных вертикальных деформаций земной поверхности по ряду региональных профилей на юге Сибири, позволившие судить о степени активности современного деформи-

рования южной части Сибирской платформы и некоторых районов Прибайкалья. В частности, установлено, что для асейсмичной Сибирской платформы характерно чередование деформируемых и недеформируемых участков протяженностью 75—130 км. Из первых выделяются две зоны весьма интенсивного современного деформирования — Мингатуйская и Черемховская со скоростью деформации на порядок выше, чем в рифтовой зоне. Значительно выше скорость деформации и на трассе БАМ по сравнению с южной частью рифтовой зоны, однако наиболее интенсивным деформациям подвержен Хилок-Могзонский участок Западно-Забайкальской глыбово-волновой зоны. В последней, видимо, современный процесс наследует тип интенсивных изгибовых деформаций кайнозоя.

Учитывая, что современные деформации часто наследуют деформации прошлых геологических эпох, выделение зон интенсивных современных деформаций изгибов и наклонов земной поверхности имеет важное прогностическое значение: подобные зоны могут оказаться каналами миграции флюидов, в частности на Сибирской платформе,— миграции нефти.

II. Результаты исследования по профилям вкрест оз. Байкал свидетельствуют о разном характере деформации его северо-западного и юго-восточного берегов. Систематическое увеличение наклона земной поверхности Усть-Селенгинской депрессии к осевой части оз. Байкал не противоречит известным представлениям о современном растяжении этой территории. В Западном Прибайкалье в зоне сочленения Сибирской платформы с рифтовой зоной подобные признаки отсутствуют. Пространственное распределение вертикальных деформаций здесь таково, что скорее всего оно соответствует другому механизму деформации поверхности, связанному с горизонтальным сжатием, возможно, обусловленным предполагавшимся ранее разворотом Сибирской платформы, либо с горизонтальными нагрузками от внедрившегося на границе платформы вещества астеносферы и растекающегося в юго-восточном направлении.

III. Особенности сейсмического режима Байкальской рифтовой зоны и прилегающих территорий связаны не только с упругими и прочностными, но и с релаксационными свойствами вещества земной коры. Если бы процесс релаксации упругих деформаций не имел места, то в зоне Приморского разлома, а также на ряде южных участков Сибирской платформы, где современные деформации накапливаются значительно быстрее, чем в Усть-Селенгинской депрессии, энергия землетрясений и их частота были бы, по крайней мере, не меньше, чем в последней.

IV. Для зоны сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау анализ схем годовой скорости и последовательно накапливаемого эффекта изгиба и наклона позволил выявить не

только особенности деформации территории в целом, но и локализовать участки повышенных значений деформаций. Природа таких локальных аномалий, вероятнее всего, связана с изменением физико-механических свойств горных пород приповерхностной части земной коры и, возможно, с уровнем грунтовых вод.

Примечательной особенностью изгибовой деформации на этом полигоне является образование современного «гофра» поверхности. Значительная упорядоченность и малая длина волны изгиба позволяют считать «гофр» следствием воздействия на осадочный чехол сил субмеридионального сжатия, приводящих к образованию складок типа продольного изгиба и продольного расплющивания. Локальные аномалии изгиба, видимо, возникают на участках аномальных отклонений механических свойств пород осадочного чехла, причиной которых может быть, как уже сказано, глубина залегания грунтовых вод, а также наличие разрывных нарушений.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что схемы современных изгибовых деформаций и наклона земной поверхности в совокупности с другими геолого-геофизическими материалами целесообразно использовать для повышения объективности микросейсморайонирования, а также для характеристики особенностей пространственного распределения физико-механических свойств пород осадочного чехла, т. е. для выделения аномалий в его строении.

V. Выявлено, что скорость накопления современных вертикальных деформаций в зоне сочленения Северного Памира с Южным Тянь-Шанем ($10 \div 20 \cdot 10^{-6}$ в год) значительно выше, чем в зоне сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау ($2 \cdot 10^{-6}$ в год), и на порядок превышает таковую для Усть-Селенгинской депрессии Байкальской рифтовой зоны и Западного Прибайкалья ($1 \div 2 \cdot 10^{-7}$) .

VI. На примере Баскунчакской солянокупольной структуры Прикаспийской впадины показан характер систематического возрастания во времени деформаций надсолевого комплекса пород.

VII. Выявлены закономерности временного хода интенсивности и эффекта накопления вертикальных деформаций в разнородных тектонических районах и на их основе предложены эмпирические модели развития этих параметров движений, могущие служить «стандартом» для сравнения региональных и локальных закономерностей развития. Дальнейшее обобщение наблюдений на геодинамических полигонах на основе подобных схем позволит выполнить «паспортизацию» сейсмически активных районов с целью выявления локальных и региональных причин наблюдаемых явлений.

Следует заметить, что в связи с новизной подобных моделей от них пока не следует требовать законченной рациональ-

ности и строгого порядка. По мере накопления новых материалов и их обобщения предложенные «стандарты» должны пересматриваться и уточняться.

VIII. Доказано наличие статистических связей вертикальных компонент деформации земной поверхности с показателями сейсмичности. Следующие признаки свидетельствуют об этом.

1. Прямая корреляция плотности сейсмического фона (числа землетрясений $K = 7—9$ на 1 км²) в Гармском сейсмоактивном районе со средними значениями накопленного эффекта деформации наклона и изгиба земной поверхности в пределах Гармского геодезического полигона (коэффициент корреляции $r = +0{,}94 \pm 0{,}13$).

2. Прямая корреляция сейсмической активности на уровне $K = 10$ Северного Тянь-Шаня с накопленным эффектом наклона поверхности на Алма-Атинском геодинамическом полигоне (коэффициент корреляции $r = +0{,}77 \pm 0{,}24$).

3. Прямая корреляция приращения сейсмической активности на уровне $K = 10$ с приращением накапливаемого эффекта наклона на Алма-Атинском полигоне.

4. Прямая корреляция годового приращения числа землетрясений с $K \geqslant 9$ в дельте р. Селенги с годовым приращением интенсивности наклона земной поверхности по Селенгинскому профилю Байкальского полигона.

5. Обратная корреляция приращения плотности сейсмического фона с приращением интенсивности наклона и изгиба земной поверхности в пределах Гармского полигона.

Наряду с этим получены факты, служащие эмпирическим доводом в пользу теории возникновения коровых землетрясений, основанной на физике разрушения.

IX. На примерах наблюдений планового положения пунктов геодезических сетей показано, что деформация простого сдвигания крыльев разлома не исчерпывает всей информации о динамике земной поверхности даже в зоне разломов. Не меньшего внимания должна заслуживать дилатация земной поверхности и другие компоненты деформации.

X. Показана неэффективность используемой в настоящее время «одночастотной» схемы поиска предвестников землетрясений по данным геодезических измерений. Предложен новый поисковый критерий, представляющий собой интеграл от спектра накопленных деформаций земной поверхности.

Таким образом, во второй части работы показаны возможности разработанных методов анализа современных движений для получения новой информации, нужной как для познания структуры самих движений, так и для решения конкретных задач. Полученные результаты свидетельствуют об эффективности подобного анализа и, следовательно, о целесообразности более широкого его применения в различных районах.

В заключение следует высказать некоторые соображения по поводу дальнейшего развития подобных исследований, не претендуя, конечно, на полноту охвата всей проблемы.

I. На геодинамических полигонах, а также по данным повторных наблюдений государственных геодезических сетей следует детально изучить компоненты чистой деформации земной поверхности с составлением и последующим сравнительным анализом графиков или схем их латерального распределения. Схемы интенсивности (скорости) и эффекта накопления деформаций послужат существенным дополнением к имеющимся материалам для сейсмического районирования, выделения и расчленения сейсмогенных зон. Вместе с тем они могут быть использованы для картирования разнородных по физико-механическим свойствам комплексов горных пород и осадочного чехла в связи с решением вопросов выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

II. Провести классификацию тектонически разнородных районов с различным сейсмическим режимом путем создания набора эмпирических моделей временного хода интенсивности (скорости), эффекта накопления изгибовой деформации и наклона (по данным повторных нивелировок) и дилатации, сдвига, главных осей деформации и других (по данным повторных триангуляций), т. е. по возможности «паспортизовать» сейсмические районы.

III. В связи с решением фундаментальной проблемы поиска предвестников землетрясений изучить типы связей компонент деформации земной поверхности с учетом их спектров с различными показателями сейсмической активности в тектонически различных районах. Очевидно, что в первую очередь наиболее эффективно такие исследования могут быть выполнены уже в пределах действующих геодинамических полигонов.

IV. На территориях с интенсивной эксплуатацией месторождений полезных ископаемых выявить характер латерального и временного развития деформирования поверхности и верхних горизонтов коры.

V. Исследовать зоны повышенной современной деформации земной поверхности, используя региональные профили нивелировок и дешифрирование космических снимков. Важность площадной локализации подобных зон состоит в том, что в связи с пластичностью деформирования приповерхностных горизонтов земной коры, они должны иметь повышенную степень проницаемости флюидами и газом.

Мы перечислили основные рекомендации, следующие из результатов проведенных исследований. Развитие таких исследований расширит возможности и эффективность использования весьма трудоемких и дорогостоящих геодезических наблюдений в познании закономерностей развития и строения земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА


Агамирзоев Р. А., Золотовицкая Т. А., Исмаил-Заде Т. А., Кулиев Ф. Т., Мамедов Р. А. Поиски предвестников землетрясений в Азербайджане.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 213—218.

Акивис М. А., Гольдберг В.В. Тензорное исчисление. М., «Наука», 1969. 352 с.

Алехин Ю. И. Статистические прогнозы в геофизике. Л., Изд-во ЛГУ, 1963. 102 с.

Альтер С. М., Кунин Н. Я., Лысяков Л. М., Певзнер Л. А., Попов К. А., Шапилов В. И., Эренбург М. С. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмической опасности района Алма-Аты.— В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., «Недра», 1973, с. 138—151.

Артемьев М. Е. Изостадия территории СССР. М., «Наука», 1975. 216 с.

Артюшков Е. В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 517—523.

Атрушкевич П. А. Современные движения земной коры на Алма-Атинском полигоне по данным повторных нивелировок.— В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, «ФАН», 1972, с. 137—138.

Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропико П. А. Деформация земной коры на Алма-Атинском полигоне в связи с Сара-Камышским землетрясением.— В кн.: Земная кора Казахстана, № 2, Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 137—138.

Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропико П. А., Гриниха М. Г. Новые данные о вертикальных движениях земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 245—249.

Атрушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропико П. А., Куликовский К. Т. Исследование современных вертикальных движений земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в 1967—1970 гг.— В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, ИГН АН КазССР, 1973, с. 19—30.

Байкальский геодинамический полигон. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1970. 170 с.

Балавадзе Б. К., Островский А. Е., Абашидзе В. Г., Латынина Л. А., Булашвили И. М., Жаринов Н. А., Шенгелая Э. Г. Исследование современных дифференцированных тектонических движений земной коры в районе строительства Ингури ГЭС.— В кн.: Современные движения земной коры. (Материалы конференции.) Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 88—97.

**Балуховский Н. Ф.** Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966. 168 с.

**Белоусов В. В.** Приветствие Председателя Советского Геофизического комитета.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 27.

**Белоусов В. В.** Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976. 334 с.

**Беляев Н. М.** Сопротивление материалов. М., «Наука», 1976. 607 с.

**Бениофф Х.** Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 75—104.

**Билинский А. И., Вербицкий Т. З., Волосецкий Б. И., Кузнецова В. Г., Мельничук М. И., Сапужак Я. С., Сомов В. И.** Комплексные исследования по поискам предвестников землетрясений в Карпатах.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 208—211.

**Боголенов К. В.** О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез».— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 6—11.

**Бондарук А. Г., Курочкин П. Е., Осецкий А. И., Самарский Р. Я., Тяпкин К. Ф.** Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 303—307.

**Борисенко А. И., Таранов И. Е.** Векторный анализ и начала тензорного исчисления. М., «Высшая школа», 1966. 252 с.

**Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н.** Выделение сейсмоопасных зон по геологическим данным на территории Чехословакии, Венгрии и Румынии.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 88—92.

**Боровик Н. С., Гайский В. Н., Колмогоров В. Г., Ларионов В. А., Мишарина Л. А., Фотиади Э. Э.** Исследование характеристик поля упругих напряжений в Байкальской рифтовой зоне.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 11, с. 116—126.

**Бот М.** Прогноз землетрясений.— В кн.: Предсказание землетрясений. «Мир», М., 1969, с. 9—20.

**Буланже Ю. Д.** По поводу изучения современных движений земной коры на стационарных полигонах.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 338—343.

**Буланже Ю. Д.** Вступительное слово.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 27—29.

**Буланже Ю. Д.** Отчет о деятельности комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геодезии за период 1967—1971 гг.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975, с. 18—22.

**Буланже Ю. Д.** Современные движения земной коры.— «Земля и Вселенная», 1976, № 2, с. 39—44.

**Буланже Ю. Д., Лилиенберг Д. А.** Итоги международного сотрудничества стран Восточной Европы по составлению сводной карты современных движений земной коры.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 9—15.

**Буланже Ю. Д., Певнев А. К.** О характере вертикальных смещений на Гармском полигоне.— В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНИТИ, 1973, с. 111—120.

**Булин Н. К.** Современное напряженное состояние земной коры.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 12, с. 88—95.

**Бунэ В. И., Введенская Н. А., Гзовский М. В.** Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии).— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 26—61.

**Вереда В. С.** О характере современных вертикальных движений земной коры в Донецком каменноугольном бассейне.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 3, с. 651—652.

**Вигнер Е.** События, законы природы и принципы инвариантности.— «Успехи физ. наук», 1965, т. 85, вып. 4, с. 727—736.

**Герасимов И. П.** Общее состояние изучения современных движений земной коры и ближайшие задачи научных исследований.— В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 3, с. 9—25.

**Герасимов И. П.** Динамическое взаимодействие современных тектонических движений земной коры и экзогенных рельефообразующих процессов, протекающих на ее поверхности.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 453—465.

**Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И.** Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменение наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 8, с. 1147—1156.

**Гзовский М. В.** Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях.— В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 1, с. 37—63.

**Гзовский М. В., Никонов А. А.** Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 405—412.

**Гзовский М. В.** Развитие новых направлений в тектонофизике.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 51—84.

**Гзовский М. В., Григорьев А. С., Гущенко О. И., Михайлова А. В., Никонов А. А., Осокина Д. Н., Степанова В. В., Шахмурадова З. Е.** Интерпретация современных движений тектонофизическими методами (вопросы связи с механизмом деформирования и с напряженным состоянием участков коры).— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 579—588.

**Гзовский М. В.** Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975, 536 с.

**Гисс Р. Е., Жаринов Н. А., Латынина Л. А., Степанов В. Я.** Измерение деформаций земной коры на Токтогульской ГЭС.— В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973, с. 38—54.

**Голенецкий С. И.** Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1976, № 1, с. 85—94.

**Горелов С. К., Курбанов М. К., Челпанов С. С., Тагиев С. Т.** Основные результаты комплексных геолого-геоморфологических, геофизических и геодезических исследований на Ашхабадском геодинамическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 180—189.

**Горшков Г. П.** О причинах землетрясений.—«Вестник МГУ. Геология», 1967 № 5, с. 60—69.

**Гофштейн И. Д., Сомов В. И., Кузнецова В. Г.** Результаты изучения современных движений земной коры на Карпатском полигоне.— В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970, с. 83—90.

**Гофштейн И. Д., Сомов В. И.** Карта современных вертикальных движений земной коры западной части Украины.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 89—93.

**Григорьев А. С., Ионкин В. П.** Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (Обзор).— «Физика Земли», 1972, № 1, с. 3—34.

**Григорьев А. С., Шахмурадова З. Е.** Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 595—604.

**Грин В. Г., Ильясов Б., Ким Н. И., Лопатина Т. А., Меджитова З. А., Серебрянская Т. Я.** Некоторые результаты исследования по поискам

предвестников землетрясений в Чуйской впадине и ее горном обрамлении.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 146—150.

**Губин И. Е.** О требовании строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974, с. 181—195.

**Губин И. Е.** О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами.— В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М., «Наука», 1976, с. 6—25.

**Гусева Т. В.** О результатах геодезических работ на Баскунчакском полигоне в 1965 и 1968 годах.— В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970, с. 137—149.

**Гусева Т. В., Певиев А. К., Энман В. Б., Энман С. В.** О возможности выявления деформаций земной поверхности, связанных с сейсмичностью, методом повторного нивелирования.— В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973, с. 4—9.

**Дамбара Т.** Корректировка триангуляционной сети методом совпадения сигналов и горизонтальные движения в районе Ташпа.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 112—114.

**Данилов В. В.** Методы обработки повторных геодезических измерений, проводимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры.— «Труды геофизического института АН СССР», 1949, т. 132, № 5, с. 18—26.

**Донабедов А. Т., Сидоров В. А.** О соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории европейской части СССР.— В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963а, № 1, с. 224—244.

**Донабедов А. Т., Сидоров В. А.** Соотношения между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы.— В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963б, № 3, с. 63—82.

**Донабедов А. Т., Сидоров В. А.** Современные вертикальные движения земной коры, их связь с геофизическими полями и распределением месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 617—622.

**Дополнение** к статье В. К. Кучая, В. С. Пономарева «Оценка вероятностей возникновения сильных землетрясений по комплексу геофизических и геологических признаков». (1976, № 9, с. 33).— «Физика Земли», 1976, № 12, с. 117.

**Есиков Н. П.** Тензорное поле деформаций земной коры и методика его изучения по данным геодезических измерений.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 7, с. 72—76.

**Есиков Н. П.** Кусочно-линейное аппроксимирование деформаций земной коры.— В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 132—146.

**Есиков Н. П., Кесельман С. И.** Инварианты современных движений земной коры.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 87—94.

**Есиков Н. П., Колмогоров В. Г., Кесельман С. И.** Современные деформации верхней части земной коры в районе Усть-Селенгинской депрессии.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 9, с. 133—139.

**Есиков Н. П., Остропико П. А., Кесельман С. И.** Латеральное распределение сдвиговых деформаций на территории Алма-Атинского геодинамического полигона (Тезисы докл. VII Всесоюзного совещания по изучению современных движений земной коры, Львов, 1977). М., 1977, с. 37—38.

**Есиков Н. П., Панкрушин В. К.** Современные горизонтальные движения земной коры Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 112—121.

**Есиков Н. П., Храненко В. Н.** Некоторые методические вопросы изучения современных горизонтальных движений земной коры.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 2. М., «Наука», 1976, с. 178—182.

**Есиков Н. П., Юдин В. С.** Эффект ошибок измерений азимута и длины базиса в компонентах деформации земной поверхности.— В кн.: Современные движения земной коры (Труды Межведомственного совещания, Новосибирск, 1975 г.). Новосибирск, «Наука», 1978, с. 195—202.

**Жалковский Н. Д.** К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным.— В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 234—239.

**Жаринов Н. А.** Измерение наклонов земной коры гидростатическими нивелирами.— В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973, с. 233—241.

**Загоруйко Н. Г.** Методы распознавания образов и их применение.— «Советское радио», М., 1972. 208 с.

**Замараев С. М.** Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования и проблемы нефтегазоносности юга Сибирской платформы. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 128—193.

**Захаров В. К., Сарычева Р. А., Семакин В. П., Якушко Г. Г.** Исследования на Сахалинском геодинамическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 274—279.

**Землетрясения** в СССР в 1968 г. М., «Наука», 1971. 222 с.

**Землетрясения** в СССР в 1969 г. М., «Наука», 1973. 227 с.

**Землетрясения** в СССР в 1970 г. М., «Наука», 1973. 216 с.

**Землетрясения** в СССР в 1971 г. М., «Наука», 1975. 238 с.

**Землетрясения** в СССР в 1972 г. М., «Наука», 1976. 192 с.

**Землетрясения** в СССР в 1973 г. М., «Наука», 1977. 248 с.

**Зенкевич О.** Метод конечного элемента: от интуиции к общности.— В кн.: Механика. 1970, № 6, с. 115—123.

**Зорин Ю. А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971. 168 с.

**Иванов И. Б., Адамович А. Ф.** Общее собрание отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, посвященное Пятидесятилетию образования Союза Советских Социалистических Республик.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 3, с. 141—144.

**Изотов А. А.** Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 507—513.

**Изотов А. А.** Технические проблемы изучения современных движений земной коры геодезическими методами.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 347—357.

**Кармайкл Р. С.** Сейсмомагнетизм и предсказание землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 93—96.

**Касахара К.** Вековые горизонтальные деформации коры в Центральной Японии по данным повторных триангуляций.— В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968, с. 76—78.

**Качанов Л. М.** Основы теории пластичности. М., «Наука», 1969. 420 с.

**Кашин Л. А.** О постановке изучения современных движений земной коры геодезическими методами.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 341—346.

**Кемниц Ю. В.** Математическая обработка зависимых результатов наблюдений. М., «Недра», 1970. 190 с.

**Кириллова И. В.** О периодичности разрушительных землетрясений Кавказа и Турции.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 4, с. 771—773.

**Конопальцев И. М., Медведев В. Г., Давлатов Н. Д.** Горизонтальные движения земной коры на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968—1971 гг.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 198—204.

**Костров Б. В.** Механика очага тектонического землетрясения. М., «Наука», 1975, 176 с.

**Косыгин Ю. А.** Методические аспекты исследования новейших движений.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 106—111.

**Косыгин Ю. А.** Основы тектоники. М., «Недра», 1974. 216 с.

**Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.** Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 19—25.

**Кузнецова В. Г.** Использование геофизических данных для составления карты современных вертикальных движений земной коры западной части Украины.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 94—100.

**Кузнецова К. И.** Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., «Наука», 1969. 88 с.

**Куликовский К. Т.** Неотектоника северных склонов хребта Заилийского Алатау.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1974, с. 259—271.

**Курбанов М. К.** Изучение современных движений на Ашхабадском геофизическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 351—360.

**Курбанов М. К., Челпанов С. С.** Некоторые результаты повторного нивелирования на Ашхабадском геофизическом полигоне.— В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970, с. 179—190.

**Курочкин П. Е., Панкрушин В. К., Самарский Р. Я.** О современных горизонтальных движениях земной коры в Криворожском бассейне по данным повторных геодезических измерений.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 155—159.

**Кучай В. К.** Современная орогенная структура, тектонические напряжения и сейсмичность (на примере востока Средней Азии). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1977. 53 с.

**Ломакин В. В.** Неотектоника Байкальской впадины. М., «Наука», 1968. 248 с.

**Латынина Л. А., Кармалеева Р. М.** Измерение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений.— В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970, с. 52—57.

**Логачев Н. А.** Осадочные и вулканические формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 72—101.

**Лурсманашвили О. В.** О периодичности сильных землетрясений Кавказа.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 2, с. 80—86.

**Лучицкий И. В., Бондаренко П. М.** Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа.— «Геотектоника», 1967, № 2, с. 3—20.

**Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.** Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967. 74 с.

**Лыков В. И., Осокина Д. Н., Одеков О. А., Курбанов М. К., Цветкова Н. Ю., Шиханович Э. Л., Гущенко О. И.** Тектонофизическое обоснова-

ние постановки комплекса прогностических наблюдений в Прикопетдагском сейсмоактивном регионе.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 151—163.

**Люстих Е. Н., Магницкий В. А.** Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкоровых масс.— В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 1, с. 33—36.

**Магницкий В. А.** Физическая природа некоторых типов вертикальных движений земной коры.— В кн. Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 47—53.

**Магницкий В. А.** Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 380 с.

**Магницкий В. А., Калашникова И. В., Сидоров В. А.** Некоторые особенности вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 571—578.

**Магницкий В. А.** О природе современных вертикальных движений земной коры.— «Вестник АН СССР,» 1976, № 3, с. 51—59.

**Мавлянов Г. А., Ишмухамедов Ш. Н.** К методике инструментального изучения современных движений земной коры и некоторые вопросы механизма современных движений и землетрясений.— «Узб. геол. журн.», 1972, № 6, с. 17—20.

**Мавлянов Г. А., Уломов В. И.** Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 25—37.

**Макклинток Ф.** Пластические аспекты разрушения.— В кн.: Разрушение. Т. 3. М., «Мир». 1976, с. 67—262.

**Марков Г. А.** Определение напряжений в массиве пород по данным непосредственных измерений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974, с. 155—158.

**Мархинин Е. К., Монахов Ф. И., Оскорбин Л. С., Червякова Г. Л., Якушко Г. Г.** Эффекты, предваряющие сильные землетрясения в районе о. Сахалин и Курильских островов.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 219—220.

**Матцкова В. А.** Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры европейской части СССР и исследования периодичности движений.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 42—48.

**Медведев С. В.** Сейсмическое районирование территории СССР.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 8—25.

**Мейз Дж.** Теория и задачи механики сплошных сред. М., «Мир» 1974. 318 с.

**Мещеряков Ю. А.** Международный проект исследования современных движений земной коры и задачи советских ученых.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 13—24.

**Мещеряков Ю. А.** Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений.— В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 3. с. 44—62.

**Мирзоев К. М., Маламуд А. С., Рура Г. М., Саломонов Н. Г., Соболева О. В., Старков В. И.** Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предваряющих сильные землетрясения.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 241—250.

**Михайлова А. В., Осокина Д. Н.** Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях).— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 589—594.

**Моги К.** Разрывы и течения в горных породах.— В кн.: Верхняя мантия (Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии). М., «Мир», 1975, с. 234—256.

**Моги К.** Закономерности в пространственном и временном распределении сильных землетрясений и предсказание землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент. «ФАН», 1976, с. 19—24.

**Монахов Ф. И.** Об организации исследований по прогнозу землетрясений.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971, с. 407—415.

**Мор П. А., Рольфф Дж., Джиринус А., Пламб Р., Микру Д.** Горизонтальная деформация земной коры в Эфиопской рифтовой долине по данным наблюдений на сети Миррга.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 118—131.

**Мячкин В. И., Зубков С. И.** Сводный график предвестников землетрясений.— «Физика Земли», 1973, № 6, с. 28—32.

**Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.** Основы физики очага и предвестники землетрясений.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975, с. 6—29.

**Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.** Физика очага и предвестники землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 121—131.

**Назаров А. Г., Агамирзоев Р. А., Акопян Ц. Г., Ахвердян Л. А., Золотовицкая Т. А., Исмаил-Заде Т. А., Казанчан П. П., Кулиев Ф. Т., Мамедов Р. А., Нагапетян В. А., Оганисян Ш. С., Сковородкин Ю. П.** Поиски предвестников землетрясений на Кавказе. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 164—171.

**Наумов Я. В.** Вопросы изучения горизонтальных движений земной коры геодезическими методами.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 358—363.

**Нерсесов И.Л., Лукк А. А., Пономарев В. С., Раутиан Т. Г., Рулев Б. Г. Семенов А. Н., Симбирева И. Г.** Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гармского района Таджикской ССР.— В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНИТИ, 1973, с. 72—99.

**Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Кучай В. К.** Особенности пространственного распределения сейсмического фона.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974, с. 120—131.

**Нерсесов И. Л., Латынина Л. А., Гусева Т. В., Жаринов Н. А., Хоботько А. А.** О деформациях земной коры в зоне Сурхобского разлома.— «Физика Земли», 1976, № 12, с. 26—37.

**Николаев Н. И.** Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолиздат, 1962. 392 с.

**Никонов А. А.** Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии.— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 121—122.

**Никонов А. А.** Голоценовые и современные движения земной коры. М., «Наука», 1977. 240 с.

**Никонова К. И., Никонов А. А.** Изучение современных движений земной коры в зоне разлома Сан-Андреас (Обзор американских исследований).— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 643—650.

**Оден Дж.** Конечные элементы в нелинейной механике сплошных сред. М., «Мир», 1976. 464 с.

**Осокина Д. Н., Григорьев А. С., Гущенко О. И., Цветкова Н. Ю.** Возможности изучения современного поля напряжений тектонофизическими методами в связи с задачей прогноза сейсмической опасности.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 193—199.

**Островский А. Е.** Наклоны и землетрясения.— В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНИТИ, 1973, с. 138—143.

**Остропико П. А., Антоненко Э. М., Атрушкевич П. А.** Изучение современных движений земной коры для целей сейсмического микрорайонирования.— В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата, «Наука», 1976, с. 194—203.

**Панкрушин В. К.** Моделирование и исследование точности систем геодезических наблюдений современных движений земной коры.— Автореф. докт. дис. М., 1972а. 34 с.

**Панкрушин В. К.** Геодезические методы определения и оценка точности некоторых параметров горизонтальных движений земной коры.— «Труды НИИГАиКа», 1972б, т. XXVII, с. 27—47.

**Панкрушин В. К.** Исследование и оптимальное построение динамических систем геодезических наблюдений современных движений земной коры.— В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 117—131.

**Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М.** Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса.— В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М., «Наука», 1976, с. 80—90.

**Певзнер Л. А., Попов К. А., Пушкарев И. К., Сердюков М. К., Эйдлин Р. А., Эренбург М. С., Шацилов В. И.** Геофизические исследования при сейсмическом микрорайонировании территории города Алма-Аты.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука», 1975, с. 93—99.

**Певнев А. К., Финько Е. А., Шатский В. И., Энман В. Б.** Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация.— В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 4, с. 220—239.

**Певнев А. К.** Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. М., «Наука», 1968. 100 с.

**Певнев А. К., Гусева Т. В., Никифорова О. Д.** О нестаидартном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 190—197.

**Петрушевский Б. А.** Использование геологических данных при сейсмическом районировании.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 62—70.

**Поиски** предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974. 210 с.

**Поиски** предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976. 262 с.

**Предвестники** землетрясений. М., ВИНИТИ 1973. 216 с.

**Проблемы** современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975. 250 с.

**Пресс Ф., Брейс У. Ф.** Развитие проблемы прогноза землетрясений.— В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968, с. 32—61.

**Проблемы** современных движений земной коры. М., 1969. 566 с.

**Пузырев Н. Н.** Об инвариантах временных полей.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 3, с. 64—69.

**Пузырев Н. Н., Крылов С. В.** Основные итоги региональных сейсмических исследований в Сибири.— В кн.: Геофизические методы в познании земной коры. Вып. 249. Новосибирск, 1977, с. 17—29.

**Рабкин Ф. С.** К универсальной классификации солянокупольных структур Прикаспийской впадины.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1976, № 1 с. 32—42.

**Рейснер Г. И.** Построение карты градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 9, с. 1316—1320.

**Ризниченко Ю. В.** Связь течения горных масс с сейсмичностью.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, вып. 1, с. 96—98.

**Ризниченко Ю. В.** Элементарная теория вертикальных сейсмотектонических движений.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 226, № 2, с. 324—327.

**Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А.** Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1976, № 1, с. 23—31.

**Роней М.** Усталость высокопрочных материалов.— В кн.: Разрушение. Т. 3. М., «Мир», 1976, с. 473—527.

**Саваренский Е. Ф.** Вступительное слово.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 7—8.

**Савинский К. А.** Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1964. 128 с.

**Садовский М. А.** Введение.— В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970, с. 3—8.

**Садовский М. А.** Вступление.— В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНИТИ, 1973, с. 3—5.

**Садовский М. А.** О программе совместных Советско-Американских работ по поискам предвестников землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 9—15.

**Седов Л. И.** Механика сплошной среды. Т. I, II. М., «Наука», 1974. 1100 с.

**Сигалов В. М.** Геодезические работы по изучению современных движений земной коры на геодинамическом полигоне в Северном Тянь-Шане.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974, с. 9—13.

**Синягина М. И.** О принципах построения карты скорости современных движений на большой территории.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2, с. 32—37.

**Слензак О. И.** Вихревые системы литосферы и структура докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972. 183 с.

**Сокольников И. С.** Тензорный анализ (Теория и применение в механике сплошных сред). М., «Наука», 1971. 325 с.

**Соловьев Б. А.** Особенности солянокупольной тектоники в районе среднего течения р. Урал.— «Геотектоника», 1966, № 3, с. 130—133.

**Солоненко В. П.** Прогноз землетрясений Байкальской рифтовой зоны по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 172—179.

**Солоненко В. П.** Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод.— В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М., «Наука», 1977, с. 83—131.

**Солоненко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В., Хилько С. Д., Хроновских В. С., Шмотов А. П.** Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 377—385.

**Солоненко В. П., Хилько С. Д., Николаев В. В.** О сейсмотектонике и морфоструктуре востока Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 4—13.

**Сомов В. И.** Геодезические данные о современных горизонтальных движениях земной коры в Карпатах.— «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1969, вып. 8, с. 73—77.

**Спенсер Э.** Теория инвариантов. М., «Мир», 1974. 156 с.

**Стейси Ф. Д.** Физика Земли. М., «Мир», 1972. 342 с.

**Тамразян Г. П.** О периодичности сейсмической активности в течение последних полутора — двух тысяч лет.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 1, с. 76—85.

**Тимошенко С. П., Гудьер Дж.** Теория упругости. М., «Наука», 1975. 576 с.

**Турчанинов И. А., Марков Г. А.** Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966, № 8, с. 83—86.

**Уиттен Ч. А.** Движение коры по данным триангуляционных измерений.— В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968, с. 162—165.

**Уломов В. И.** Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент «ФАН», 1974. 215 с.

**Уразаев Б. М., Оспанов А. Б., Латыпов Ж. А.** Состояние сейсмологической и геолого-геофизической изученности и программа дальнейших

работ по поискам предвестников землетрясений на Алма-Атинском геофизическом полигоне.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., «Наука», 1974, с. 5—8.

**Уразаев Б. М., Акишев Т. А., Антоненко А. Н., Аптоненко Э. М., Атрушкевич П. А., Курскеев А. К., Латышов Ж. А., Оспапов А. Б., Остропико П. А.. Попов К. А., Пудовкин И. М., Розенблат М. М., Сергеев О. В.** Результаты прогностических работ на Алма-Атинском геофизическом полигоне.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 97—107.

**Ушаков С. А., Красс М. С.** Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972. 156 с.

**Уэлман Г.** Современные движения коры: методика анализа и достижения.— В кн.: Верхняя мантия (Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии). М., «Мир», 1975, с. 158—175.

**Федотов С. А.** О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 121—150.

**Федотов С. А., Соболев Г. А., Болдырев С. А., Гусев А. А., Кондратенко А. М.. Потапова О. В., Славина Л. Б., Феофилактов В. Д., Хромов А. А., Широков В. А.** Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений.— Ташкент, «ФАН», 1976, с. 49—61.

**Федосьев В. И.** Сопротивление материалов. М., «Наука», 1972. 544 с.

**Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархавтиг К., Файф У.** Земля. Т. 2. (Введение в общую геологию). М., «Мир», 1974. 846 с.

**Фиалков Д. Н.** Горизонтальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Проблемы астрономии и геодезии. М., «Наука», 1970, с. 21—26.

**Филин А. П.** Прикладная механика твердого деформируемого тела. Т. 1. М., «Наука», 1975. 832 с.

**Финько Е. А., Асоян Д. С.** Соотношение современных вертикальных движений с морфоструктурными условиями на геодинамических полигонах Таджикистана.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 212—215.

**Флоренсов Н. А.** О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 1, с. 74—90.

**Фотиади Э. Э.** Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Вып. 57, Новосибирск, 1967, с. 30—57.

**Фотиади Э. Э.** Состояние, задачи и перспективы исследований современных движений земной коры.— В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск, 1975, с. 6—29.

**Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Остропико П. А., Кесельман С. И.** Некоторые особенности развития современных деформаций приповерхностной части земной коры. (Тезисы докл. VII Всесоюзн. совещания по изучению современных движений земной коры). Львов, 1977, с. 101—102.

**Хагивара Т.** Третий пятилетний план Японского Метеорологического Агенства по развитию техники прогноза землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, «ФАН», 1976, с. 25—37.

**Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С., Султанходжаев А. Н., Уломов В. И., Тыминский В. Г., Горбушина Л. В., Спиридонов А. И., Гиппп Л. В., Осика Д. Г., Каспаров С. А.** О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям.— В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1974, с. 303—330.

**Хромовских В. С.** Детальное сейсмическое районирование дельты р. Селенги и прилегающих территорий.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 6, с. 17—34.

**Шерман С. И.** Разломы Байкальской рифтовой зоны. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975. 62 с.

**Щерба Г. Н.** Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970. 183 с.

**Щерба Г. Н.** Колонки преобразования земной коры. Алма-Ата, «Наука», 1975. 279 с.

**Юркевич О. И.** О возможности оценки времени подготовки землетрясений по медленным движениям поверхности Земли.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры М., 1969, с. 397—405.

**Яншин А. Л.** Что такое рифт? — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 5—6.

**Alexander J.** Horisontal Earth movement in the Baldwin Hills, Los Angeles Area. G. of Geophysical Research, vol. 67, 6, 1962, p. 1641—1653.

**Bendefy L.** The character and extent of rotational crustal movements in the area of Budapest.— В кн: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, p. 281—287.

**Burford R. O.** Strain analysis across the San Andreas fault and Coast Ranges of California.— «Ann. Acad. Sci. Tennicae», Ser. A III, 1966, N 90, p. 99—110.

**Burford R. O., Eaton I. P., Pakiser L. C.** Czustal strain and micro seismicity investigations at the National Center for Earthquake Research of the United States Geological Survey.— В кн: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 370—377.

**Boulanger Yu. D., Pevnev A. K., Enman V. B., Atrushkevich P. A.** Forerunners of strong Earthquakes as detected by Geodetic methods.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975, с. 197—202.

**Brun J. N.** Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault Zones.— «J. Geophys. Res.», 1968, 73, № 2, p. 777—784.

**Dambara T.** Synthetic vertical movements in Japan during the recent 70 years and horizontal movements in a test area.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, 1975, с. 156—163.

**Inoue E., Harada T.** Horizontal deformation of the crust in Japan by multiple fixed stations.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975, с. 191.

**Kasahara K., Sugimura A.** Spatial distibution of horisontal secular strain in Japan. «Journ.» Geod. Soc. of Japan, vol. 10, 1964, p. 1734—1745.

**Meade B. K.** Horisontal crustal movements in the United States, Proceedinges of the Second international Simposium on Recent Crustal movements. Annals academial Sintiarium Fennical, Ser. A, Geologica — Geographica, 90, Helsinnki, 1966, p. 248—261.

**Meade B. K.** Report of the Subcommission on recent crustal movements in North America.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975, с. 131—145.

**Miyamura S.** Report on summary maps recent crustal movements in Japan.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969, с. 164—173.

**Nason R. D., Tocher D.** Measurement of movement on the San Andreas fault. Earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht, Holland, 1970, p. 192—212.

**Pavoni N.** Recent and Late cenozoic movements of the Earth's crust. In: Recent Crustal Movements.— «Bull. Roy. Soc. New Zealand», 1971, N 9, p. 7—17.

**Pawly G. S. Abrachamsen N.** Do the pyramids continental drift?— «Sciencc», 1973, 179, N 4076, p. 892—893.

**Scholz C. H., Fitch T. J.** Stain accumulation along the San Andreas foult.— «J. Geophys. Res.», 1969, 74, N 27, p. 6649—6666.

**Scholz C. H.** Crustal movements in tectonic areas.— «Rectonophysics», 1972, 14, N 3/4, p. 201—217.

**Thurm H.** New aspects of vertical crustal movements on the territory of the GDR.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1975, с. 76—79.

**Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi T.** Crustal Movements before and after the Niigata Earthquake. G.— «Geodetic Society of Japan», vol. 10, N 3—4, 1965, p. 1624—1632.

**Wallase R. E.** Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault — «Bull. Geol. Soc. America», 1970, 81, N 10, p. 2875—2890.

**Whitten C. A.** Geodetic measurements in the Dixie Valleu area. «Bull. Seismol. Soc. America», 1957, 47, N 4, p. 1432—1443.

**Whitten C. A.** Crustal movement from geodetic measurements — In: Earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht, Holland, 1970, p. 115—123.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


От редактора . . . . . 3
Введение . . . . . —
§ 1. Состояние проблемы . . . . . 5
§ 2. Постановка задачи . . . . . 8

**Часть I**

**Методология исследований**

Глава 1. Математические основы анализа современных движений земной коры 15
§ 1. Линейные преобразования векторного пространства современных движений земной коры . . . . . —
§ 2. Билинейные формы и линейные преобразования. Тензоры второго ранга . . . . . 18
§ 3. Основные идеи метода конечных элементов . . . . . 21
§ 4. Симплексные модели . . . . . 25
§ 5. Конечноэлементные представления поля перемещений . . . . . 29
§ 6. Повышение порядка аппроксимации . . . . . 31
§ 7. Сплошная среда. Масштабы деформаций земной коры . . . . . 33

Глава 2. Методы изучения пространственных и горизонтальных деформаций земной коры 36
§ 1. Определение деформаций по данным повторных наблюдений пространственных геодезических сетей . . . . . 37
§ 2. Определение компонент деформации из наблюдений планового положения пунктов . . . . . 45
§ 3. Определение главных значений деформаций и ориентировки их осей без вычисления координат пунктов . . . . . 49
§ 4. Горизонтальные деформации земной коры, обусловленные вертикальными движениями . . . . . 51

Глава 3. Методы определения вертикальных компонент деформации 53
§ 1. Компоненты деформации треугольного элемента в вертикальной плоскости . . . . . —
§ 2. Определение компонент деформации стандартного треугольного элемента . . . . . 57
§ 3. Интерпретация параметров $\gamma$ и $\Theta$ . . . . . 59
§ 4. Основные инвариантные величины современных движений земной коры . . . . . 62

Глава 4. Оценка точности компонент деформации 71

§ 1. Об оценке точности определения современных движений земной коры . . . . . —
§ 2. Оценка точности горизонтальных деформаций по ошибкам их аргументов . . . . . 73
§ 3. Оценка точности вертикальных деформаций $\Theta$ и $\gamma$ . . . . . 75
§ 4. О постоянных ошибках в векторах смещений . . 77
§ 5. Погрешности компонент деформации от систематических ошибок векторов смещений . . . . . 79
§ 6. Эффект ошибок масштаба триангуляции . . . . . 80
§ 7. Эффект ошибок ориентировки выходных сторон триангуляции . . . . . 84

**Часть II**

**Количественные характеристики современных деформаций земной поверхности**

Глава 5. Современные вертикальные деформации 88

§ 1. Вводные замечания . . . . . —
§ 2. Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории . . . . . 92
§ 3. Зона сочленения Илийской впадины с Заилийским Алатау . . . . . 103
§ 4. Граница Северного Памира с Южным Тянь-Шанем . . . . . 116
§ 5. Баскунчакские солянокупольные структуры Прикаспийской впадины . . . . . 118

Глава 6. Современные горизонтальные деформации 123

§ 1. Горизонтальные движения и поле деформаций . . . —
§ 2. Количественные характеристики компонент горизонтальных деформаций в некоторых регионах . . . 126

Глава 7. Вертикальные деформации земной поверхности и сейсмичность 130

§ 1. Некоторые особенности развития во времени вертикальных деформаций . . . . . —
§ 2. Связь сейсмического процесса с развитием вертикальных деформаций земной поверхности . . . . 141
§ 3. Анализ деформаций земной поверхности как метод поиска предвестников землетрясений . . . . . 147

Заключение . . . . . 162
Литература . . . . . 168

*Николай Петрович Есиков*

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

Ответственный редактор
*Эпоминонд Эпоминондович Фотиади*

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *В. И. Кокшарова*

ИБ № 10444

Сдано в набор 16.03.78. Подписано в печать 12.03.79. МН-10218. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11,5 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 12,5. Тираж 1200 экз. Заказ № 86. Цена 1 р. 90 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.