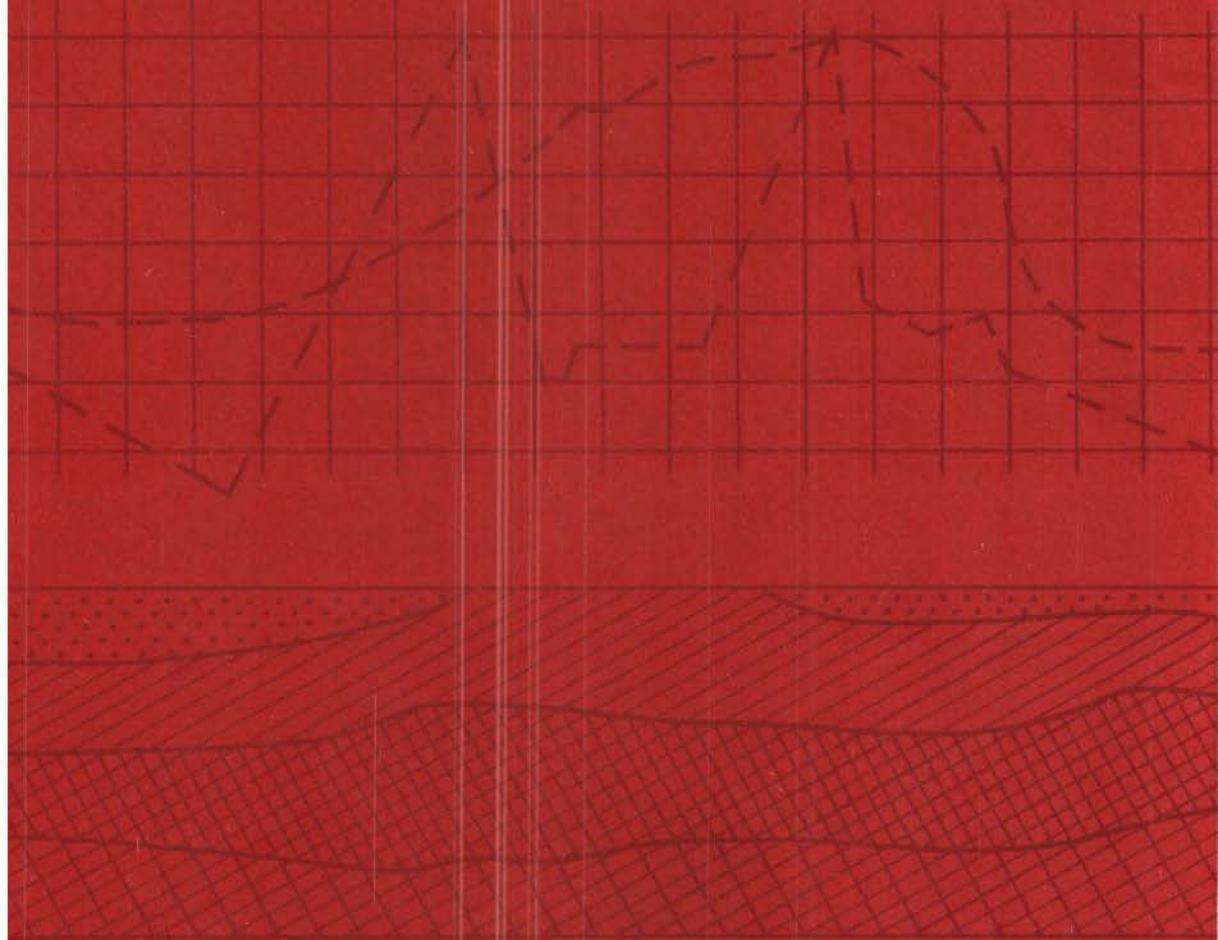


В. Г. КОЛМОГОРОВ  
П. П. КОЛМОГорова

**СОВРЕМЕННАЯ  
КИНЕМАТИКА  
ЗЕМНОЙ  
ПОВЕРХНОСТИ  
ЮГА СИБИРИ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ИМ. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР  
ВЫПУСК 780

---

В. Г. КОЛМОГОРОВ,  
И. И. КОЛМОГорова

# СОВРЕМЕННАЯ КИНЕМАТИКА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЮГА СИБИРИ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор *Г. И. Каратаев*



НОВОСИБИРСК  
«НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990

Современная кинематика земной поверхности юга Сибири/Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.— 153 с.

В монографии обобщены данные повторных геодезических измерений, в основном точного и высокоточного нивелирования, на территорию юга Сибири. Рассмотрены вопросы теории деформаций земной поверхности, методики и постановки геодезических наблюдений, контроля и оценки точности результатов измерений, полученных в разные эпохи. Интерпретируются характеристики современных движений земной поверхности в комплексе с геолого-геофизическими данными по конкретным региональным разрезам земной коры, предпринята попытка объяснить временные и пространственные закономерности современных вертикальных движений земной поверхности сибирских регионов с различными тектоническими признаками на основе установленных корреляционных закономерностей и использования новых способов количественного отображения кинематики земной поверхности.

Полученные результаты позволяют поставить геодинамические исследования на более конкретную практическую основу, прежде всего в отношении изучения геодинамики нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, а также обоснования крупных мелиоративных, гидротехнических и других проектов.

Книга предназначена для геодезистов, геофизиков, геологов, студентов и аспирантов соответствующих специальностей и других специалистов, интересующихся вопросами современной геодинамики.

#### Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *В. А. Николаев*,  
кандидат технических наук *А. К. Певнев*

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР  
СО АН СССР

Научное издание

**Колмогоров Вячеслав Георгиевич**  
**Колмогорова Полина Павловна**

### **СОВРЕМЕННАЯ КИНЕМАТИКА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЮГА СИБИРИ**

Редактор издательства *Е. С. Иванова*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырин* и.  
Художник *Л. Л. Мордохевич*. Технический редактор *Л. П. Минеева*. Корректоры  
*Н. А. Чернова*, *Р. Г. Червова*.

ИБ № 34675

Сдано в набор 01.11.89. Подписано к печати 18.09.90. Формат  
70×108<sup>1/4</sup>. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая  
печать. Усл. печ. л. 13,3. Усл. кр.-отт. 13,8. Уч.-изд. л. 14,1.  
Тираж 450 экз. Заказ № 928. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Си-  
бирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Ста-  
ниславского, 25.

Повторные геодезические измерения — один из важнейших источников информации о характере протекания современных глубинных тектонофизических процессов и тенденций развития рельефа земной поверхности. Их значение в геологической науке и народном хозяйстве трудно переоценить: они используются при решении задач теоретической геологии, при поисках месторождений полезных ископаемых, при сейсмическом районировании территорий и прогнозе землетрясений, при строительстве и эксплуатации крупных народнохозяйственных объектов, при решении кинематических и динамических задач развития рельефа земной поверхности и пр. Хотя эти измерения имеют важное теоретическое и практическое значение и проводятся более полувека, проблем и в постановке наблюдений, и особенно в их интерпретации остается еще немало. Главные среди них — это теоретическое обобщение и физико-математическое описание повторных геодезических измерений в аспекте формирования научных представлений о физической природе современных движений земной коры. Проблемными остаются и многие вопросы теории измерений современных движений земной поверхности, такие как выявление собственно современных движений из повторных геодезических измерений в условиях различных помех, синхронность геодезических измерений на крупных объектах, теория и практика совместных измерений вертикальных и горизонтальных движений, комплексирование повторных геодезических и геофизических измерений.

Настоящая работа В. Г. Колмогорова и И. П. Колмогоровой, являющаяся первым крупным обобщением многолетних исследований современных движений земной коры Сибири, подтверждает справедливость этих тезисов. Их развитие и научно-практическая реализация — это перспектива изучения и решения проблемы современных движений земной коры.

Исследования супругов В. Г. и И. П. Колмогоровых велись под руководством члена-корреспондента АН СССР Э. Э. Фотиади, который тонко чувствовал проблему комплексного геолого-геофизического изучения структуры, вещественного состава и динамики земной коры. Э. Э. Фотиади организовал и постоянно поддерживал геодезическую группу В. Г. Колмогорова, живо интересовался вопросами повторных геодезических измерений как в платформенных, так и в особенности в Байкальской и Алтае-Саянской складчатых областях. Питал эту группу геолого-геофизическими идеями, способствовавшими развитию теории измерений современных движений земной коры и комплексной интерпретации повторных геодезических, геологических и геофизических данных по югу Сибири.

В монографии впервые формулируются основы теории измерения деформаций земной поверхности, описываются корреляционные соотношения скоростей вертикальных современных движений с геофизическими полями, геологическими границами и структурами, которые могут послу-

жить основой для конструирования научных представлений о физико-геологической природе современных движений земной коры. Важное место в работе занимает рассмотрение методик постановки повторных геодезических измерений, выявления собственно современных движений земной коры, построения карт различных характеристик современных движений земной поверхности. Несомненно оригинальными являются предложения, как использовать материалы повторных геодезических измерений для изучения особенностей развития рельефа земной поверхности в геологическом аспекте.

Работа интересна не только тем, что в ней приведен богатый материал по современным движениям земной коры юга Сибири, не только глубоким и тонким анализом его, но и тем, что в ней заостряется внимание исследователей на тех проблемах современных движений земной коры, решение которых должно поставить метод повторных геодезических измерений в ряд ведущих методов изучения геодинамики тектоносферы Земли.

*Г. И. Каратаев*

## ВВЕДЕНИЕ

Развитие нивелирной сети Сибири начинается с 1901 г., когда проводилось нивелирование по Транссибирской магистрали от Челябинска до Владивостока (в частности, в 1911 г. — до оз. Байкал). Однако только в предвоенные годы и особенно в годы Великой Отечественной войны подразделения Главного управления геодезии и картографии (ГУГК) при Совете Министров СССР проложили в Сибири первые траверсы нивелирных линий в соответствии с первой программой создания государственной опорной сети, предусматривающей решение следующих задач [Красовский, 1956]:

- определение разностей уровней морей и океанов;
- выяснение вековых движений суши;
- изучение вертикальных смещений земной поверхности, связанных с землетрясениями, вулканами и другими явлениями;
- изучение деформаций уровенной поверхности, вызываемых перемещениями подземных масс.

К 1950 г. была заложена «эпоха» геодезических данных для изучения современных вертикальных движений по отдельным линиям Сибири. Интенсивный процесс экономического развития сибирских регионов потребовал создания в последующие годы ряда нивелирных полигонов и повторения нивелирования по линиям, имеющимся на территории Западной и Восточной Сибири и Якутии [Кашин, 1968; Программа развития..., 1968].

Привлечение результатов геодезических измерений для изучения современных движений земной поверхности Западной Сибири началось в 1950-х годах с работ А. Д. Панади, который проанализировал данные нивелировок, выполненных по Транссибирской магистрали в 1903—1912 и 1941—1943 гг. на участке Барабинск — Новосибирск. При этом отмечено повышение отметок в пределах восточной части Барабы на 15—20 мм [Панади, 1953].

Позднее В. Г. Рихтер [1957] высказал свои соображения по поводу обнаруженного поднятия Барабы. По его мнению, большие мощности четвертичных отложений на левобережье р. Оби в районе Новосибирска и далее на запад указывают на длительное опускание этого района и значительной части Барабинской низменности за последнее геологическое время и ожидать столь интенсивных поднятий в этом районе очень трудно; по аналогии с другими областями таких скоростей поднятия легче ожидать в правобережной части р. Оби.

В 1961 г. Д. Н. Фалков сравнил результаты нивелирования 1903—1912 и 1941—1945 гг. по линии Челябинск — Омск — Новосибирск — Ачинск. При этом были выявлены значительное расхождение превышений и определенная закономерность и последовательность в чередовании знаков: отмечается незначительное поднятие относительно Челябинска зоны Петропавловска, отставание района Омска и более значительное поднятие участка Барабинск — Новосибирск — Ачинск. Здесь же по матерьялам повторных астрономических наблюдений отмечена систематичность знака расхождений широт [Фалков, 1961].

В 1965 г. по данным повторного нивелирования линий Курган — Новосибирск (1903—1912, 1944—1945 гг.), Новосибирск — Семипалатинск (1932, 1955 гг.), Омск — Павлодар (1921, 1941 гг.), Курган — Тургай — Иртыш (1941, 1953 гг.) была составлена схема вертикальных движений южной части Западно-Сибирской плиты [Филалов, 1965]. Согласно этой схеме, скорости современных вертикальных движений, вычисленные относительно Челябинска, изменяются до +40 мм/год в районах, прилегающих к горным сооружениям Алтая. Относительные поднятия центральной части Западно-Сибирской плиты достигают 20 мм/год. Природа выявленных движений в пределах плиты связывается с отрицательными волнами геода.

В этом же году по материалам трехкратного нивелирования линий Курган — Новосибирск (1902, 1941, 1960 гг.) и Новосибирск — Топчиха (1916, 1933, 1955 гг.) была обнаружена инверсия вертикальных движений, вероятно связанная с ошибками нивелирования 1902, 1916 и 1941 гг. [Матцкова, 1965].

Результаты двух нивелировок I класса по линии Новосибирск — Барнаул — Семипалатинск (1932 и 1955 гг.) использованы Ю. А. Мещеряковым [1963, 1981] и Е. А. Финько [1961, 1973] для изучения тектонических движений Алтая. Этими исследователями показано, что интенсивность унаследованного поднятия Приобского плато в современную эпоху выше скорости унаследованного поднятия отрогов Салаира. Участок наиболее интенсивных современных движений в точности совпадает с выявленным по геоморфологическим признакам молодым поднятием Обь-Иртышского (Алейско-Иртышского) водораздела. Анализ результатов нивелирования по линии Курган — Новосибирск — Красноярск — Чита (1941, 1961 гг.), пересекающей Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу, Байкальскую рифтовую зону и Забайкалье, был выполнен, чтобы сравнить современные вертикальные движения в различных регионах Сибири [Колмогоров, Колмогорова, 1977]. Показано, что относительные скорости в несколько раз превышают вероятные ошибки измерений. Кривая скоростей вертикальных движений отображает региональное опускание всей центральной части Западно-Сибирской плиты относительно ее западной и восточной окраин со скоростью 3—4 мм/год. На фоне регионального опускания намечаются отдельные локальные участки с максимальными значениями опускания на участке Чулымская — Новосибирск — Юрга (5—6 мм/год). На фоне рассматриваемых вертикальных подвижек особенно отчетливо проявляется интенсивное поднятие Байкальского сводового поднятия. Отмечено хорошее соответствие геодезических и геолого-геофизических данных, характеризующих глубинное строение и развитие земной коры. График изменения высот на протяжении всего профиля длиной 6000 км в общих чертах повторяет рельеф земной поверхности. Позднее аналогичные выводы по линии Курган — Новосибирск получены А. Е. Козловой [1982].

В 1974 г. Л. М. Кнуренко, П. М. Батугиной и др. [Батугина и др., 1974] были проанализированы результаты повторного нивелирования I и II классов следующих линий: Новосибирск — Ачинск (1942, 1963 гг.), Новосибирск — Барнаул (1932, 1955 гг.), Алтайская (Барнаул) — Бийск (1932, 1970 гг.), Ачинск — Абакан (1931, 1950 гг.), Безменово — Бачатский (1939, 1970 гг.), Кемерово — Новокузнецк — Кондомское (1919—1924, 1953 гг.), Новосибирск — Кондома (1953, 1971 гг.), Бийск — Аскиз (1933, 1971 гг.). Авторами сделан вывод о том, что графики скоростей современных вертикальных движений четко отражают структурные элементы далеко не по всем указанным линиям. Позднее эти результаты были использованы при составлении схематической карты современных вертикальных движений Кузбасса [Кнуренко, 1978].

К 1975 г. на территории Сибири общая протяженность линий повторного нивелирования составляла уже около 15 тыс. км. Это позволило выполнить комплексное, с использованием геолого-геоморфологических,

геофизических и геодезических данных, изучение современных вертикальных движений земной коры различных регионов Сибири, для чего полученные скорости движений по имеющимся линиям повторного нивелирования были приведены к одному «нулевому» реперу «Красноярск» [Колмогоров, Колмогорова, 1977, 1980]. Были выявлены различные связи и корреляционные зависимости между скоростями движений, аномалиями силы тяжести, рельефом земной поверхности и особенностями режима развития тектонической структуры, которые однозначно свидетельствуют о том, что современные вертикальные движения, как и геофизические параметры, земной коры отражают суммарное воздействие внутрикоровых и подкоровых процессов на территории Сибири. Именно этим объясняется и обнаруженная ярко выраженная периодичность на сглаженной кривой изменения высот: отдельные крупные волны отвечают соответствующим мегаблокам земной коры, испытывающим как восходящие (Байкальский свод), так и нисходящие (Западно-Сибирская плита) современные движения, а также такая закономерность: чем сильнее проявления активизации мантии, нашедшие отражение в глубинном строении, геофизических полях, рельефе земной поверхности и других параметрах, тем интенсивнее современные движения земной поверхности.

В 1975 г. ГУГКом при СМ СССР для изучения деформаций земной поверхности на шахтных полях угольного месторождения Кузбасса создан Кузбасский техногенный полигон. Плановая сеть на полигоне, развитая методом полигонометрии III класса, представляет собой систему ходов с 23 узловыми точками и состоит из 56 геодезических пунктов, среднее расстояние между которыми равно 3,3 км. В сеть полигонометрии включены 10 пунктов триангуляции I, II классов, определенных в 1936—1952 гг. и совместно уравниваемых. По результатам наблюдений на полигоне установлено, что средний разворот сети за период с 1952 по 1975 г. составил  $\pm 0,7$  а с 1952 по 1977 г. —  $1,9''$ . Общий разворот сети значительно превышает допустимую точность ориентирования. Были построены векторные схемы относительного смещения пунктов этой сети за 1975—1977 гг. и вычислены компоненты плоского поля деформации земной поверхности. Выполненные исследования позволили точно установить, что на территории угольного месторождения Кузбасса годовая скорость горизонтальных деформаций земной поверхности за 1975—1977 гг. составляет  $15 \cdot 10^{-5}$  и преобладает по величине деформация формоизменения; дилатация не превышает  $(17 \pm 25) \cdot 10^{-5}$ ; вращение отдельных участков составило  $(15-18)''$ ; максимумы деформаций, как правило, приурочены к шахтным полям [Карташов, 1980; Карташов, Есиков, 1983].

Новый этап в изучении современных движений Сибири начался с 1980-х годов, когда подразделения ГУГК при СМ СССР закончили повторное нивелирование I и II классов всей имеющейся на территории СССР высотной сети, выполнили совместное общее уравнивание и построили карту современных вертикальных движений земной коры практически на всю территорию СССР. На территорию Западно-Сибирской плиты с прилегающими к ней районами Алтае-Саянской области составлена «Карта абсолютных скоростей современных вертикальных движений земной поверхности Западно-Сибирской плиты» [Фотиади и др., 1987; Колмогоров и др., 1986]. Геодезической основой этой карты явилась сеть повторного нивелирования, состоящая из 9 полигонов, образованных 33 линиями общей протяженностью около 8 тыс. км и закрепленных 694 нивелирными знаками. Исходными при уравнивании скоростей служили скорости 33 равномерных постов, определенные океанографическим способом с погрешностью  $\pm 0,3$  мм/год.

Горизонтальные современные движения на территории Западной Сибири и Алтае-Саянской области не изучались в основном по двум причинам. Во-первых, в отличие от вертикальных движений порядок величин горизонтальных движений и деформаций находится на уровне разрешающей способности современных средств геодезических методов их опреде-



ления. Во-вторых, техническая реализация геодезических методов изучения горизонтальных движений очень сложна и недостаточно еще разработана.

Первые количественные данные о современных движениях в Восточной Сибири появились в 1928 г., после выполнения Военно-топографическим управлением (ВТУ) в 1906 и 1928 гг. двух нивелировок вдоль Кругобайкальской железной дороги [Временной каталог, 1931; Верещагин, 1939]. Отмечены вертикальные смещения у Маритуя (поднятие) на 171,3 мм, у Култука (поднятие) на 202,6 мм и в районе Мишихи (опускание) на 190,7 мм. Эти данные позднее подверглись критике [Гречищев, 1957, 1960; Афанасьев, Гречищев, 1959].

В. П. Солоненко [1950], сравнив результаты нивелировок 1928 и 1937—1943 гг. на участке станций Михалево (ныне затоплена водами Иркутского водохранилища) и Мысовая, обнаружил, что район бывшей станции Подорвихи, Култука и Слюдянки за 10 лет опустился на величину от 10 до 25 мм, а район ст. Мысовая поднялся на 25 мм. Он также высказал мысль о неравномерном характере современных вертикальных движений в районе Байкала: периоды быстрых движений могут сменяться периодами относительного покоя.

Надежные данные о вертикальных подвижках в районе Байкала получены после выполнения ГУГКом высокоточного нивелирования Транссибирской магистрали в 1961—1965 гг., а также систематических наблюдений, организованных Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и подразделениями ГУГКа. При анализе этих данных пользовались только результаты нивелирования 1937—1943 гг. [Колмогоров, Колмогорова, 1968; Байкальский геодинимический полигон, 1970; Колмогоров, Колмогорова, 1977; Kolmogorov, Kolmogorova, 1978].

К 1975 г. на территории Прибайкалья и Забайкалья была создана целая сеть полигонов, образованная линиями повторного нивелирования общей протяженностью около 8 тыс. км. По ним составлена карта скоростей современных вертикальных движений земной коры [Колмогорова, Колмогоров, 1973; Колмогоров, Колмогорова, 1977; и др.]. Комплексная интерпретация этой карты совместно с геолого-геофизическими данными впервые позволила выявить в этом регионе закономерности, а затем и осмыслить возможные механизмы глубинных процессов. В частности, установлено, что пространственная дифференциация движений и их интенсивность связаны с крупными морфоструктурными областями Сибири: Западно-Сибирской плитой, Сибирской платформой, Алтае-Саянской горной страной, Байкальским сводовым поднятием и Забайкальской складчатой областью. Выявленные корреляционные взаимосвязи между скоростями вертикальных движений и геофизическими полями и геологическими данными обнаруживают общую закономерность для перечисленных районов Сибири: увеличение скорости движений сопровождается увеличением высот рельефа, уменьшением аномалий силы тяжести, увеличением мощности земной коры. Причем эта закономерность, ярко выраженная в целом для всех районов Сибири, менее заметна для каждого из них в отдельности. Установленные прямые соотношения между высотами рельефа земной поверхности и скоростями современных движений и обратные соотношения между последними и значениями аномалий силы тяжести отражают определенные генетические закономерности, связанные с подкоровыми процессами. Именно пониженную плотность верхней мантии многие исследователи принимают за источник интенсивного вздымания юго-восточной части Сибири как в палеоген-неогеновую, так и в современную эпохи. Амплитуды и скорости современных движений согласуются не только с размещением крупных элементов земной коры районов Сибири, но и с особенностями режимов их тектонического развития: чем сильнее проявления активизации мантии, нашедшие отражение в глубинном строении, геофизических полях, рельефе земной поверхности и т. д., тем интенсивнее современные вертикальные движения земной коры

[Колмогоров, Колмогорова, 1980; Колмогорова, 1976, 1977; Методические вопросы..., 1975; и др.].

Многолетние режимные геодезические измерения на Байкальском геодинамическом полигоне выявили нестационарный, пульсационный характер вертикальных движений в пределах Усть-Селенгинской депрессии и Северо-Муйского хребта Байкальской рифтовой зоны [Байкальский геодинамический полигон, 1970; Методические вопросы..., 1975; Колмогоров, 1986; и др.]. Блоковый характер дифференциации современных вертикальных движений, методы выявления активизированных на современном этапе разломов, составление карт таких разломов на территории Прибайкалья и Забайкалья освещены в работах [Колмогоров и др., 1971; Колмогоров, Колмогорова, 1981; и др.].

Данные повторного нивелирования ряда региональных профилей, секущих южную часть Сибирской платформы, Байкальскую рифтовую зону и Западно-Забайкальскую глыбово-волновую зону, использованы для определения компонент деформации — изгиба и сдвига земной поверхности [Есиков, 1978, 1979; Фотиади и др., 1980]. Эти матерпалы подтвердили ранее сделанные выводы о геодинамическом состоянии этого региона [Колмогоров, Колмогорова, 1968]. Во-первых, южная часть Сибирской платформы в современную эпоху характеризуется определенной зональностью деформаций, объясняемой приуроченностью подобных зон к системам глубинных разломов. Во-вторых, величина скорости современных движений и деформаций не всегда может быть принята безусловным пиддикатором сейсмоактивности того или другого района. В-третьих, скорость современных движений и деформаций в Байкальской рифтовой зоне выше, чем на участках Сибирской платформы, а на некоторых участках трассы БАМа — на порядок выше, чем в Байкальской рифтовой зоне.

Современный процесс Забайкальской зоны наследует тип интенсивных изгибовых деформаций кайнозоя. Временные особенности развития современных вертикальных движений и деформаций выявлены также и на Селенгинской линии многократного нивелирования (ежегодно с 1968 по 1976 г.): знакопеременная ритмичность вертикальных перемещений, циклический характер изгибового процесса и однонаправленное изменение сдвиговой деформации [Есиков и др., 1977].

При анализе этих материалов была установлена необходимость вычисления только двух кинематических характеристик земной поверхности: максимальной скорости изменения наклона земной поверхности и относительного прогиба (изгибовая характеристика), так как только они вычисляются достоверно по данным повторного нивелирования [Колмогоров, 1971; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Колмогоров, 1986; и др.]. Для вычисления максимальной скорости изменения наклона необходимо знать азимут линии нивелирования и скорости наклона земной поверхности в плоскостях меридиана и первого вертикала. Такие кинематические характеристики земной поверхности получены для Селенгинской и Северо-Муйской линий многократного нивелирования и дана их интерпретация [Колмогоров, 1986; и др.]. Кроме того, когда на исследуемый район имеется карта скоростей современных вертикальных движений, надежно вычисляются по площади горизонтальные градиенты скоростей движений и изменения кривизны. На южную часть Прибайкалья и Забайкалья [Колмогоров, 1981] и Западную Сибирь [Колмогоров, 1986] составлены карты горизонтальных и вертикальных градиентов скоростей вертикальных движений.

Первые инструментальные геодезические данные о горизонтальных движениях земной коры Байкальской рифтовой зоны получены в результате повторных угловых измерений, произведенных на 27 пунктах Государственной геодезической сети I и II классов, расположенных в непосредственной близости от зоны эпицентра крупнейшего Муйского землетрясения 1957 г. (10—11 баллов). При обработке все измерения, выпол-

ненные в 1941, 1947 гг., т. е. перед землетрясением, были отнесены к I циклу, а измерения, выполненные в 1974 г., после землетрясения, — ко II циклу.

В результате анализа повторных угловых измерений авторами установлено следующее. Во-первых, пункты, расположенные вблизи эпицентра Муйского землетрясения 1957 г., получили смещения, величины которых превышают удвоенные средние квадратические ошибки их определения. Среднее значение абсолютных величин этих смещений составляет 0,72 м. Во-вторых, высказано предположение, что сеть повторных измерений не вышла за зону деформаций, связанных с землетрясением [Бланк и др., 1982]. «Вновь выполненные измерения азимута и выходной стороны Намаракитской базисной сети, расположенной в 50 км севернее эпицентра землетрясения, дали такие результаты: азимут выходной стороны изменился на  $+9.3''$ , а ее длина на  $-0,65$  м» [Бланк и др., 1982, с. 74].

Первоначальное определение астрономических азимутов на территории Западного Прибайкалья (четыре линии расположены вдоль берегов р. Лены, пятая — в районе Братска) было проведено геодезической службой в период 1940—1942 гг., повторные наблюдения — в 1956 г. Обработка и анализ данных позволили сделать такие выводы: все линии изменили азимуты в одном направлении — за истекший период между наблюдениями азимуты уменьшились относительно первоначального их значения от  $1.94$  до  $4.04$ — $5.66''$ . Наблюденные изменения азимутов линий, по нашему мнению, вызваны изменением местоположения пунктов. Предполагается, что изменения азимутов характеризуют разворот Иркутского амфитеатра с отодвиганием блока от Байкальской рифтовой зоны [Байкальский геодинамический полигон, 1970; Панкрусин, Есиков, 1971].

Из других районов Сибири более изучена территория Якутской АССР, в пределах которой на базе высокоточного нивелирования, выполненного подразделениями ГУГКа в 1936 (первое нивелирование) и в 1964—1982 гг. (повторное нивелирование), составлены два варианта карты скоростей современных вертикальных движений [Бочаров, Есикова, 1980; Бочаров и др., 1982, 1984]. Данные повторного нивелирования показывают, что в пределах этой области наряду с обширными зонами умеренных вертикальных движений существуют зоны контрастных деформаций. Так, территория Анабаро-Оленёкского междуречья испытывает восходящие движения со скоростью до 14 мм/год. Бассейн верхнего течения р. Муны опускается со скоростью до 12 мм/год, большая часть Алданского щита — до 12 мм/год. В целом на изученной территории области современных поднятий чаще приурочены к древним прогибам платформ, а области опусканий — к древним поднятиям. Хребты Верхоянский, Черского, Сунтар-Хаята, Полоусный испытывают в современную эпоху поднятие со скоростью 2—4 мм/год, а разделяющие их нагорья или опускаются со скоростью до 6 мм/год, или поднимаются со скоростью до 2 мм/год [Бочаров и др., 1984].

В Якутии создан Южно-Якутский геодинамический полигон, на котором в 1979 и 1980 гг. проведены повторные угловые измерения триангуляционной сети, заложенной в основном в 1954 г. Обработка результатов угловых измерений выявила сложную картину горизонтальных смещений триангуляционных пунктов. Получено несколько различающихся между собой моделей деформации земной поверхности. Предполагается, что на территории Южно-Якутского геодинамического полигона в современную эпоху наряду с вертикальными имеют место и горизонтальные деформации земной коры. Статистическая обработка направлений векторов смещения триангуляционных пунктов показывает, что на территории Южно-Якутского полигона триангуляционные пункты преимущественно смещаются в двух направлениях: с юго-запада на северо-восток (азимут  $240$ — $120^\circ$ ) и с северо-запада на юго-восток (азимуты  $320$ — $120^\circ$ ) [Бочаров и др., 1984]. Данные этих угловых измерений были использованы для вычисле-

ния и интерпретации компонент деформации зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья [Фотиади и др., 1982].

По результатам трехкратного измерения горизонтальных углов (1954, 1979, 1980 гг.) на Южно-Якутском полигоне определены компоненты деформации (сдвиг и азимут главной оси растяжения). При определении механизма очага 8-балльного землетрясения 1971 г. обнаружено, что тектонические напряжения сжатия действуют в азимуте  $72^\circ$ , а растягивающие усилия — в азимуте  $162^\circ$ . При сравнении этих данных с величиной азимута главной оси растяжения, полученной по геодезическим данным ( $50-70^\circ$ ), констатируется сходимость результатов сейсмологического и геодезического методов [Замараев, 1983].

Результаты изучения современных вертикальных движений земной коры по Средней и Восточной Сибири обобщены в работе [Процессы формирования..., 1987]. Выполненное в пей сопоставление характера современных движений, новейшей тектоники и геологической структуры этих регионов позволило сделать вывод, что между этими явлениями существуют сложные связи.

На севере Сибирской платформы интенсивные современные воздымания со скоростями до 14,5 мм/год свойственны пологому и малоамплитудному неотектоническому поднятию, большая часть которого инверсионно развивается на месте Хастахского прогиба фундамента платформы и Ужинского авлакогена. Южная часть Туингусской синеклизы испытывает преимущественно современные погружения. К юго-восточной границе и к борту Ангаро-Вилюйского прогиба приурочена градиентная зона скоростей современных движений со сменой погружений на воздымания, свойственные центральной части Иркутского амфитеатра. Большая часть Приверхоянского передового прогиба испытывает на неотектоническом этапе инверсионное воздымание, продолжающееся и в настоящее время. Современные погружения отмечены лишь на флангах краевого прогиба в низовьях Алдана (до  $+1,5$  мм/год). Присяянский и Прибайкальский предгорные прогибы умеренно погружаются. Зона слабых современных воздыманий (до 4,5 мм/год) на Лено-Ангарском плато приурочена к поднятию фундамента платформы и сопряженному с ним новейшему поднятию. Ввиду больших расстояний между линиями повторного нивелирования часто не удается четко определить соотношения современных движений, неотектонической и геологической структур (например, центральной и северной частей Среднесибирского плоскогорья).

Результаты трехкратного нивелирования трассы Ачинск — Владивосток (1901—1912 гг. — 1927 г.; 1936—1943 гг.; 1963—1971 гг.) зафиксировали по всей трассе высотные изменения знаков относительно г. Ачинска, превышающие более чем в 3 раза возможные ошибки их определения. В периоды с 1936—1943 по 1963—1971 гг. на всем протяжении трассы скорости вертикальных движений характеризуются положительным знаком. Максимальные относительные скорости, равные 13 мм/год, наблюдаются в районе Байкальского свода. Скорости движения в городах Ачинске и Владивостоке равны нулю, близка к нулю скорость Красноярска [Туезов, Золотарская, 1987]. Это еще раз свидетельствует о правильности выбора г. Красноярска за исходный пункт при определении относительных значений скорости современных вертикальных движений.

Повторные геодезические измерения, выполненные в Сибири, их качество, объем дают основания полагать, что в платформенных и тем более в складчатых областях существуют разной интенсивности устойчивые современные движения земной поверхности. Эти движения, выраженные в скорости вертикальной и горизонтальной составляющих и компонент тензора деформаций, несут в себе информацию о характере протекания эндогенных и экзогенных процессов. Тем самым повторные геодезические измерения могут и должны использоваться в рамках фундаментальной научной проблемы для решения задач теоретической геологии, раскры-

вающих причины образования и эволюции основных структурных элементов литосферы, и прежде всего рельефа земной поверхности. Кроме того, решение таких практических задач, как изучение современной динамики земной коры осадочных бассейнов с целью установления закономерностей размещения и формирования нефтяных и газовых месторождений в земной коре и прогнозирование зон трещиноватости в осадочной толще; выявление глубинных разломов, определяющих блоковую структуру осадочных бассейнов и контролирующих процессы миграции флюидов; выделение перспективных площадей для мелиорации земель и строительства ирригационных сооружений; прогноз землетрясений и т. д., в свою очередь, требует разрешения многих теоретических вопросов.

Основные проблемы при этом нам представляются такими:

— разработка теории и методики повторных геодезических измерений, в том числе совместно вертикальных и горизонтальных, методов надежного контроля измерений и способов оценки реальной точности получаемых результатов, вопросы выявления из повторных измерений устойчивых современных движений и описания их тензором деформаций, вопросы постановки повторных синхронных геодезических измерений, как горизонтальных, так и вертикальных;

— разработка способов обобщения данных о современных движениях с учетом ошибок измерений и нелинейности во времени самих движений, интерпретация данных о современных движениях земной поверхности с геофизическими и геологическими данными и построение физико-математических моделей, в том числе прогностических с целью прогноза составляющих современных движений по геофизическим и геологическим данным;

— разработка методов составления карт характеристик современных движений в аспекте истории формирования и развития рельефа.

В настоящей монографии с целью выявления закономерностей основных процессов, ответственных за изменение земной поверхности на больших территориях, по результатам многолетних исследований обобщены данные повторных геодезических, в основном швеллрных, измерений на территорию юга Сибири в региональном плане. Рассмотрены положения теории деформации земной поверхности, методика их геодезического изучения, постановка наблюдений, методы надежного контроля измерений и оценки реальной точности результатов измерений, полученных в разные эпохи (глава 1). Приведена интерпретация характеристик современных движений в комплексе с геологическими и геофизическими данными по конкретным региональным разрезам земной коры (главы 2 и 4). Сделана попытка объяснить временные и пространственные закономерности современных вертикальных движений земной поверхности сибирских регионов с различными тектоническими признаками на основе выявленных корреляционных закономерностей и использования новых способов количественного отображения кинематики земной поверхности (главы 3 и 5). Показаны способы обобщения геодезических данных о современных вертикальных движениях, и построен комплект карт на юг Сибири, трудность построения которых вызвана удаленностью исследуемой территории от открытых морей и океанов и редкой швеллрной сетью (глава 4). Исследована современная динамика активизированных разломов и зон контрастных сочленений (глава 5).

Проведенные исследования могут быть полезны для выявления существенных закономерностей в тектоническом строении и развитии нефтегазоносных областей Западной Сибири и Сибирской платформы. Только объективное знание геодинамики нефтегазоносных областей может привести к правильному выбору основных направлений поисково-разведочных работ. Четкая расшифровка блоковой структуры Байкальской рифтовой зоны с учетом особенностей кинематики земной поверхности приблизит решение задачи по уточнению сейсмичности как в целом по району, так и на отдельных участках с ответственными транспортными сооружениями.

\* \*  
\*

Работа выполнена в лаборатории физики земной коры Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР.

В ней использованы материалы повторного нивелирования высокой точности, выполненного производственным предприятием ГУГКа при СМ СССР на территории Сибири.

Постановка геодинамической задачи в настоящей работе была сформулирована членом-корреспондентом АН СССР Э. Э. Фотиади, академиком Н. Н. Пузыревым и доктором геолого-минералогических наук, профессором Г. П. Каратаевым. Мы приносим им искреннюю благодарность за внимательное отношение к работе на всем ее протяжении и конструктивные замечания по рукописи.

Мы глубоко признательны сотрудникам лаборатории С. Р. Афанасьеву, выполнившему некоторые вычисления на ЭВМ, В. П. Грековой и Т. А. Алгазиной, подготовившим графический материал.

## МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### 1.1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Рельеф земной поверхности, как известно, является отражением физических процессов, происходящих в тектоносфере, и поэтому высота любой точки земной поверхности над какой-либо исходной уровенной поверхностью может быть представлена как функция времени  $t$ :

$$H(t_0) = \int_{-\infty}^{t_0} \frac{dH(t)}{dt} dt, \quad (1)$$

где  $t_0$  — фиксированный момент времени.

Понимая под высотой расстояние между двумя точками  $A \in S$  и  $B \in S_0$  по нормали  $\frac{x_i - X_i}{D_i - \zeta(X, Y)} = -(z - \zeta)$  к поверхности  $S_0$  в точке  $B \in S_0$ , высоту в момент  $t_0$  можно записать в виде [Фотиади и др., 1969; Колмогоров, 1971]

$$H(A, B, t) = [z(x, y, t) - \zeta(X, Y, t)] \sqrt{1 + |D_x \zeta(X, Y)|^2 + |D_y \zeta(X, Y)|^2}. \quad (2)$$

Здесь  $z(x, y, t)$  и  $\zeta(X, Y, t)$  — аналитические образы земной поверхности  $S$  и исходной уровенной поверхности  $S_0$  соответственно. Тогда скорость изменения высоты во времени характеризуется полной производной функции  $H(A, B, t)$  по времени:

$$\dot{H}(A, B, t) = \sum_{i=1}^2 \dot{x}_i D_i H(A, B) + \sum_{i=1}^2 \dot{X}_i D_i H(A, B) + D_t H(t), \quad i = 1, 2, \quad (3)$$

где первые два члена характеризуют деформации поверхностей  $S$  и  $S_0$  во времени, а третий определяет изменение во времени отрезка  $H(t)$  (рис. 1).

Исходя из определения геодезической высоты, поверхность  $S_0$  можно принять за исходный уровенный эллипсоид (референт-эллипсоид), не изменяющийся во времени, и выбрать систему координат, определяемую направлением нормали к этому эллипсоиду. Оси абсцисс и ординат этой системы находятся в плоскостях меридиана и первого вертикала с положительным направлением на север и восток соответственно, аппликата совпадает с нормалью к эллипсоиду. Тогда уравнения (2) и (3) примут более простой вид

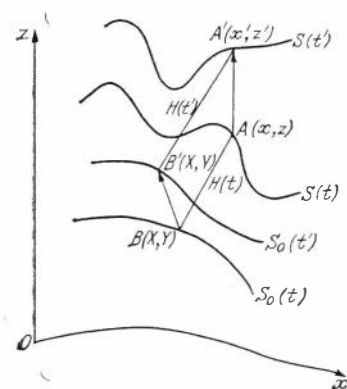


Рис. 1. Изменение геодезической высоты во времени.  $S_0(t)$ ,  $S_0(t')$  — поверхность квазигеоида и  $S(t)$ ,  $S(t')$  — физическая поверхность в моменты времени  $t$  и  $t'$ ; ось  $Ox$  расположена на поверхности земного эллипсоида.

$$H(A, B, t) = z(x, y, t),$$

$$\dot{H}(A, B, t) = \dot{x}D_x z(x, y) + \dot{y}D_y z(x, y) + \dot{z}(t), \quad (4)$$

где  $x = y = 0$ . И если  $S$  — уровенная поверхность точки  $A$ , то производные по координатам  $x$  и  $y$  функции  $z(x, y)$ , описывающей эту поверхность, являются составляющими уклонений отвеса  $\xi$  и  $\eta$ , и тогда первые два члена правой части выражения (4) описывают изменение высоты во времени вследствие перемещения точки  $A$  по уровенной поверхности (горизонтальная компонента смещения) со скоростью  $\dot{l}$  по азимуту  $a$ , третий же член является вертикальной компонентой смещения точки  $A$ . Таким образом, учитывая вышесказанное, можно записать:

$$\begin{aligned} \dot{H}(A, B, t) &= \dot{x} \operatorname{tg} \xi + \dot{y} \operatorname{tg} \eta + \dot{z}(t) = \\ &= \dot{l} \cos a \operatorname{tg} \xi + \dot{l} \sin a \operatorname{tg} \eta + \dot{z}(t), \end{aligned} \quad (5)$$

где  $\dot{x} = \dot{l} \cos a$ ;  $\dot{y} = \dot{l} \sin a$ . По малости величин  $\xi$  и  $\eta$  выражение (5) приобретает вид

$$\dot{H}(A, B, t) = (\xi \cos a + \eta \sin a) \dot{l} + \dot{z}(t), \quad (6)$$

откуда вертикальная компонента смещения точки  $A$

$$\dot{z}(t) = \dot{H}(A, B, t) - (\xi \cos a + \eta \sin a) \dot{l}. \quad (7)$$

Следует отметить, что выражение (7) по своему смыслу является рассматриваемой во временном аспекте известной формулой М. С. Молоденского [1957]

$$dH = dh - (\xi \cos A + \eta \sin A) dl,$$

где  $dH$  — полный дифференциал высоты  $H$  при смещении точки поверхности Земли по азимуту  $A$  на расстояние, горизонтальное проложение которого равно  $dl$ ;  $dh$  — элементарное нивелирное превышение;  $\xi$  и  $\eta$  — компоненты уклонения отвеса в плоскости меридиана и первого вертикала.

В практике изучения современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗК) вторым членом правой части (7) обычно пренебрегают, так как далее при невероятно больших значениях уклонения отвеса ( $\xi = \eta = 60''$ ) и горизонтальных смещений ( $\dot{l} = 0,1$  м/год) не превышают величины 0,04 мм/год. Поэтому практически

$$\dot{z}(t) = \dot{H}(t), \quad (8)$$

откуда вытекает вывод, что изменение высот точек физической поверхности достаточно точно определяется изменением измеренных превышений.

Для геодезических целей необходимо знать высоты пунктов над поверхностью эллипсоида, принятого для обработки геодезических измерений. Непосредственно эти высоты измерить не представляется возможным, и целесообразно их представить в виде суммы: а) высот точек над поверхностью квазигеоида и б) высот квазигеоида над отсчетным эллипсоидом. Фигуру квазигеоида получают по результатам одних геодезических измерений. Расстояние между точками физической поверхности по нормали к отсчетному эллипсоиду называется нормальной высотой и определяется через разность потенциалов и среднее значение нормальной силы тяжести вдоль отвесной линии нормального потенциала, проходящей через исследуемую точку  $A$  [Еремеев, 1951]:

$$H_q^A = \frac{1}{\gamma_m} \int_{0,A}^A g dh_{AM}, \quad (9)$$

где  $\gamma_m^A = \gamma_0^A - 0,154 h_{\text{нзм}}$  — значение нормальной силы тяжести.



Как видно из (9), изменения высот могут быть обусловлены двумя факторами: а) деформациями земной поверхности при неизменном поле силы тяжести (изменение элементарного превышения  $dh$ ) и б) вариациями гравитационного поля  $g$  при неподвижной поверхности Земли. Несомненно, что оба эти фактора в действительности действуют одновременно, на что обратил внимание еще в конце XIX в. немецкий геодезист Фоглер [Vogler, 1873], и их необходимо учитывать при теоретических исследованиях.

Рассмотрим связь вертикальных движений земной поверхности и вариаций силы тяжести во времени.

Считая измеряемые величины  $dh$  и  $g$  функциями времени, а нормальное поле силы тяжести неизменным по времени, т. е. полагая, что  $\gamma_m(t) = \text{const}$ , найдем связь скоростей изменения измеренных высот с вариациями силы тяжести. Для этого продифференцируем по времени известную формулу разности нормальных высот точек  $A$  и  $M$  земной поверхности [Еремеев, 1951; Еремеев, Звонов, 1953]

$$H_q^M - H_q^A = h_{AM} - \frac{\gamma_0^M - \gamma_0^A}{\gamma_m} H_m + \frac{1}{\gamma_m} (g - \gamma)_m h_{AM}, \quad (10)$$

где  $H_m$  — средняя высота профиля вдоль нивелирной линии на участке  $AM$  (по широте);  $h_{AM}$  — измеренное нивелирное превышение между точками  $A$  и  $M$ ;  $(g - \gamma)_m$  — средняя аномалия силы тяжести на участке нивелирной линии  $AM$  (по высоте). Так как второй член формулы (10) от времени не зависит, то

$$\frac{dH_q^M}{dt} - \frac{dH_q^A}{dt} = \frac{dh_{AM}}{dt} + \frac{(g - \gamma)_m}{\gamma_m} \cdot \frac{dh_{AM}}{dt} + \frac{h_{AM}}{\gamma_m} \cdot \frac{dg}{dt} \quad (11)$$

или

$$\dot{H}_q^{AM} = \dot{h}_{AM} + \frac{(g - \gamma)_m}{\gamma_m} \dot{h}_{AM} + \frac{h_{AM}}{\gamma_m} \dot{g}, \quad (12)$$

где  $\dot{H}_q^{AM} = \frac{dH_q^M}{dt} - \frac{dH_q^A}{dt}$  — относительная скорость вертикального перемещения точки  $M \in S$  над точкой  $A \in S$ .

Формула (12) описывает связь между скоростями вариаций силы тяжести  $\dot{g}$  и скоростями изменения измеренных превышений  $\dot{h}_{AM}$ . Исследования на моделях В. Ф. Еремеева [1951] показали, что с погрешностью 0,1 % можно считать  $\dot{H}_q^{AM} = \dot{h}_{AM}$ , т. е.  $\frac{(g - \gamma)_m}{\gamma_m} \dot{h}_{AM} + \frac{h_{AM}}{\gamma_m} \dot{g} = 0$ , откуда

$$\dot{g} = - \frac{(g - \gamma)_m}{h_{AM}} \dot{h}_{AM}. \quad (13)$$

Формула (13) позволяет вычислять скорости вариаций силы тяжести, обусловленных только вертикальными перемещениями физической поверхности, причем в различных точках гравитационной аномалии значения  $\dot{g}$  даже при одинаковых  $\dot{h}$  будут, очевидно, отличаться друг от друга из-за различной напряженности поля силы тяжести (влияние аномального гравитационного градиента  $\frac{(g - \gamma)_m}{h_{AM}}$ ).

Так как скорость изменения превышения  $\dot{h}_{AM}$  получается из геодезических измерений (повторных нивелировок), то точность определения  $\dot{g}$  по формуле (13) определяется точностью вычисления величин  $\dot{h}_{AM}$ ,  $h_{AM}$

и  $(g - \gamma)_m$ . Дифференцируя выражение (13) по  $g$ ,  $h_{AM}$  и  $\dot{h}_{AM}$ , получим

$$m_g^2 = \frac{(g - \gamma)_m^2}{h_{AM}^2} m_h^2 + \frac{\dot{h}_{AM}^2}{h_{AM}^2} m_g^2 + \frac{\dot{h}_{AM}^2}{h_{AM}^2} \cdot \frac{(g - \gamma)_m^2}{h_{AM}^2} \cdot m_h^2. \quad (14)$$

При равноточных измерениях в разные моменты будем иметь

$$m_h = \pm \eta \sqrt{l}, \quad m_{\dot{h}} = \pm \frac{\eta \sqrt{2l}}{\Delta t}, \quad m_g = \pm \frac{m_g \sqrt{2}}{\Delta t},$$

где  $\eta$  — средняя квадратическая ошибка 1 км двойного хода первого и второго нивелирований;  $l$  — длина нивелирного хода;  $\Delta t$  — промежуток времени между смежными нивелировками.

После несложных преобразований получим

$$m_g^2 = \frac{(g - \gamma)_m^2}{h_{AM}^2} \cdot \frac{2\eta^2 l}{\Delta t^2} \cdot \frac{1 + \frac{\dot{h}_{AM}^2}{2h_{AM}^2} \Delta t^2}{1 - \frac{\dot{h}_{AM}^2}{2h_{AM}^2} \Delta t^2}. \quad (15)$$

Но поскольку с погрешностью, не превышающей 0,1 %, можно считать

$$\left(1 + \frac{\dot{h}_{AM}^2}{2h_{AM}^2} \Delta t^2\right) : \left(1 - \frac{\dot{h}_{AM}^2}{2h_{AM}^2} \Delta t^2\right) = 1,$$

то среднюю квадратическую ошибку определения  $g$  можно записать:

$$m_g = \pm \frac{(g - \gamma)_m}{h_{AM}} \cdot \frac{\eta \sqrt{2l}}{\Delta t}. \quad (16)$$

Возможные значения вариаций силы тяжести  $g$  и ошибки их определения  $m_g$  при  $\dot{h} = 10$  мм/год и  $\eta = \pm 0,5$  мм/км помещены в табл. 1, из которой видно, что наиболее надежно значения  $g$  определяются при расстояниях между пунктами не более 5 км. С увеличением расстояния между реперами ошибка определения  $m_g$  возрастает и при 100 км достигает 70 % измеряемой величины.

Таблица 1

Вариации силы тяжести  $g$  и ошибки их определения  $m_g$

$h, \text{ м}$	$g, \text{ мгл/год}$			$l, \text{ км}$	$m_g, \text{ мгл/год}$		
	10	50	100		10	50	100
1,0	0,100	0,500	1,000	5	0,016	0,079	0,158
				50	0,050	0,250	0,500
				100	0,071	0,355	0,710
10,0	0,010	0,050	0,100	5	0,002	0,008	0,016
				50	0,005	0,025	0,050
				100	0,007	0,036	0,071
50,0	0,002	0,010	0,020	5	0,000	0,002	0,003
				50	0,001	0,005	0,010
				100	0,001	0,007	0,015
100,0	0,001	0,005	0,010	5	0,000	0,001	0,002
				50	0,001	0,002	0,005
				100	0,001	0,004	0,004

Примечание.  $(g - \gamma)_m = 10, 50, 100$  мгл.  $\dot{g} = -\frac{(g - \gamma)_m}{h_{AM}} \cdot \dot{h}_{AM}$ ;  $m_g = \pm \frac{(g - \gamma)_m}{h_{AM}} \cdot \frac{\eta \sqrt{2l}}{\Delta t}$ .

При изучении современных движений земной коры на геодинамических полигонах, имеющих незначительные размеры (такие, при которых кривизной уровенной поверхности можно пренебречь и последние считаются плоскими, а вариации  $\dot{g}$  меньше погрешностей их определения), большое внимание уделяется изучению деформаций земной (физической) поверхности в локальной системе координат и связям горизонтальных и вертикальных компонент смещений ее точек.

Пусть  $S$  — физическая поверхность, описываемая функцией  $z(x, y)$ . В этом случае производные  $D_x z(x, y)$  и  $D_y z(x, y)$  уравнения (4) являются тангенсами составляющих наклона физической поверхности в плоскостях меридиана ( $dx$ ) и первого вертикала ( $dy$ ), а скорость изменения измеренной высоты можно представить в виде

$$\begin{aligned} \dot{H}(A, B, t) &= (\dot{x} \operatorname{tg} \alpha_x + \dot{y} \operatorname{tg} \alpha_y) + \dot{z}(t) = \\ &= (\dot{x} \cos a + \dot{y} \sin a) \operatorname{tg} \alpha + \dot{z}(t), \end{aligned} \quad (17)$$

где  $\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \alpha_x \cos a = \operatorname{tg} \alpha_y \sin a$  — тангенс угла наклона земной поверхности по направлению азимута  $a$ .

Выражение (17) описывает взаимосвязь вертикальных и горизонтальных компонент деформации земной поверхности ( $dx, dy, dz$ ), измеренных геодезическими методами. Определяемая скорость изменения высоты в общем случае состоит из двух членов: первый (конвективный) обусловлен перемещением точки  $A$  в пространстве независимо от времени, второй (локальный) отражает изменение функции  $H(t)$  во времени.

При  $\alpha = 0^\circ$  формула (17) упрощается:

$$\dot{H}(A, B, t) = \dot{z}(t) - \quad (18)$$

и в таком виде обычно применяется при определении вертикальных скоростей современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), зная которые, можно получить значение высоты на любой момент по формуле

$$H(A, B, t) = H(A, B, t_0) + \int_{t_0}^t \dot{H}(A, B, t) dt, \quad (19)$$

что важно при уравнивании нивелирных сетей, нивелирование которых было выполнено в различные эпохи.

Формула (17) позволяет изучать разнообразные пластические деформации типа оползней, где одновременно проявляются довольно значительные и вертикальные, и горизонтальные перемещения земной поверхности. В частности, по-видимому, по этим формулам может быть проверена и гипотеза о так называемом реоне — веществе, способном вести себя как жидкость под влиянием нагрузки (еще эффективнее — с использованием методов теории механики сплошной среды), примером чего является осадочный чехол Западно-Сибирской плиты, перемещающийся якобы на север [Фиалков, 1970]. Нам представляется, что упомянутое явление должно учитываться и при изучении горизонтальных и вертикальных компонент СДЗК на геодинамических полигонах, расположенных в районах с большим перепадом высот.

При изучении землетрясений и вулканической деятельности (извержения вулканов) важное значение имеют не только скорости деформаций земной поверхности, но особенно характер изменения скоростей во времени [Tsubokawa et al., 1964; и др.]. В этой связи при выполнении над величиной  $\dot{H}(t)$  — материальной скоростью изменения высот — подобных предыдущим операций «дифференциальное уравнение» ускорения изменения высот будет иметь вид

$$\ddot{H}(A, B, t) = \sum_{i=1}^4 \ddot{x}_i D_i \dot{H}(A, B, t) + D_i \ddot{H}(A, B, t), \quad i = 1, 2, 3, 4; \quad (20)$$

$$\frac{d^2 H}{dt^2} = - \left( \frac{dx}{dt} \cos a + \frac{dy}{dt} \sin a \right) \operatorname{tg} \alpha \sec \alpha \frac{d\alpha}{\rho dt} + \left( \frac{d^2 x}{dt^2} \cos a - \frac{dx}{dt} \sin a \frac{da}{\rho dt} + \right. \\ \left. + \frac{d^2 y}{dt^2} \sin a + \frac{dy}{dt} \cos a \frac{da}{\rho dt} \right) \operatorname{tg} \alpha + \frac{d^2 z}{dt^2}. \quad (21)$$

Первый член формулы (21) обусловлен изменением угла наклона и представляет собой конвективный член уравнения (17), умноженный на  $\sec \alpha \frac{d\alpha''}{\rho'' dt}$ . Второй член можно записать в виде суммы двух слагаемых:

$$\left( \frac{d^2 x}{dt^2} \cos a + \frac{d^2 y}{dt^2} \sin a \right) \operatorname{tg} \alpha + \left( - \frac{dx}{dt} \sin a + \frac{dy}{dt} \cos a \right) \operatorname{tg} \alpha \frac{d\alpha''}{\rho'' dt},$$

первое из которых есть изменение высоты, обусловленное ускорением горизонтальных движений, а второе — скоростью изменения азимута  $a$ . Третий член является ускорением собственно вертикальных движений. С учетом вышесказанного уравнение (21) можно записать в виде

$$\frac{d^2 H}{dt^2} = - \left( \frac{dx}{dt} \cos a + \frac{dy}{dt} \sin a \right) \operatorname{tg} \alpha \sec \alpha \frac{d\alpha''}{\rho'' dt} + \left( \frac{d^2 x}{dt^2} \cos a + \frac{d^2 y}{dt^2} \sin a \right) \operatorname{tg} \alpha + \\ + \left( - \frac{dx}{dt} \sin a + \frac{dy}{dt} \cos a \right) \operatorname{tg} \alpha \frac{d\alpha''}{\rho'' dt} + \frac{d^2 z}{dt^2}. \quad (22)$$

Этим уравнением описываются как деформации земной поверхности, так и изменение ее наклонов во времени.

Интересно отметить некоторые особенности уравнений (17) и (22). Так, уравнение (17) большое значение имеет при изучении геотектонического аспекта современных движений земной коры, а (22) — при изучении быстротекущих процессов, где важно знать резкие изменения параметров. В первом случае изменения во времени наклонов земной поверхности не находят отражения. Во втором же случае, наоборот, временные возмущения наклонов земной поверхности приобретают важное значение, в частности, согласно (22), даже при постоянстве горизонтальных и вертикальных деформаций земной поверхности материальная скорость изменения высот будет меняться только за счет временных возмущений наклонов земной поверхности.

В частном статическом случае при некотором  $t = \text{const}$  описание деформаций земной поверхности значительно упрощается и представляется, согласно теории деформаций для однородной сплошной среды, в виде тензора деформаций:

$$\begin{vmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{vmatrix}, \quad (23)$$

где

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}, \quad 2\varepsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \quad 2\varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \\ 2\varepsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z},$$

$u$ ,  $v$ ,  $w$  — горизонтальные ( $u$ ,  $v$ ) и вертикальное ( $w$ ) смещения точки  $A$  земной поверхности  $S$ .

Впервые компоненты тензора деформаций для изучения современных движений земной поверхности Земли были предложены Т. Терадой и Н. Мияби [Terada, Miyabe, 1929]. Позднее в США разработаны процедуры вычисления компонент деформаций по данным повторной триангуляции (по изменениям углов) [Frank, 1966] и трилатерации (по изменению сторон) [Burford et al., 1969], по разностям длин сторон полигонометрии [Meier, 1976]. В СССР компоненты тензора деформации стали применять

с 1970 г. [Есиков, Кесельман, 1975; Есиков и др., 1977; Есиков, 1982 и др.; Кучай и др., 1979; Кучай, 1983; и др.].

Предлагаемые методы определения деформаций земной коры опираются на предположение об однородном деформированном состоянии исследуемого участка земной коры, проверку которого предполагается проводить графическим способом с помощью круговых диаграмм Мора [Вишняцкий, 1978].

За последние два десятилетия появилась обширная литература, освещающая методические приемы вычисления деформаций земной коры и комплексной интерпретации получаемых компонент деформаций.

В публикациях просматриваются два подхода к вычислению компонент деформации. В первом подходе для вычисления используются координаты пунктов или векторов их горизонтальных смещений, во втором — разности изменения непосредственно измеренных геодезических элементов. Авторы первого подхода [Terada, Miyabe, 1929] предложили получать значения деформаций объемного расширения, вращения и сдвига для геометрического центра треугольника. Обозначив координаты вершин треугольника ABC через  $(x_A, y_A)$ ,  $(x_B, y_B)$  и  $(x_C, y_C)$ , а компоненты их смещения по осям  $OX$  и  $OY$  соответственно  $(u_A, v_A)$ ,  $(u_B, v_B)$  и  $(u_C, v_C)$  и предположив, что смещения линейно зависят от координат, для треугольника могут быть составлены шесть уравнений вида

$$\begin{aligned} u_i &= ax_i + by_i + c; \\ v_i &= a', x_i + b'y_i + c', \quad i = 1, 2, 3, \dots \end{aligned} \quad (24)$$

Решая их относительно неизвестных  $a, b, c, a', b', c'$ , можно получать деформации объемного расширения ( $\Delta$ ), вращения ( $w$ ) и сдвига ( $\sigma$ ) соответственно:

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + b'; \quad w = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \frac{1}{2} (b - a'); \quad \sigma = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} = b + a'. \quad (25)$$

Максимальное значение деформации сдвига

$$\varepsilon = \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2} = [(b + a')^2 - (a - b')^2]^{1/2}. \quad (26)$$

К. Цубои [Tsuboi, 1933] обобщил предложенный Т. Терадой и Н. Мияби способ вычисления компонент деформаций для большого числа треугольников (для сетей триангуляции). Собрав воедино ранние результаты определения деформаций земной коры по данным повторных триангуляций, он показал, что деформации, связанные с землетрясениями, не превышают  $10^{-4}$ , если не считать деформаций в зонах разломов.

Более широкое распространение в последние десятилетия получили разработки второго подхода — методы определения компонент деформаций по изменениям непосредственно измеренных геодезических элементов — углов [Frank, 1966] и расстояний [Burford et al., 1969]. Заметим, что это направление более перспективно, поскольку компоненты деформаций инвариантны и их вычисление не связано с обязательным решением проблемы системы относительности, как при вычислении векторных схем; оно не требует выполнения трудоемкой работы уравнивания геодезической сети в целом, вычисления координат пунктов в исходную и повторные эпохи наблюдений и позволяет оперативно использовать полученные величины деформаций для решения геологических задач. В этом случае величина максимального сдвига и направление главных осей определяются по формулам

$$\gamma = \frac{\left[ \left( \frac{\delta\Phi_a}{\sin\Phi_a} \right)^2 + \left( \frac{\delta\Phi_b}{\sin\Phi_b} \right)^2 + 2 \frac{\delta\Phi_a}{\sin\Phi_a} \cdot \frac{\delta\Phi_b}{\sin\Phi_b} \cos\Phi_c \right]^{1/2}}{\rho \sin\Phi_c}; \quad (27)$$

$$\operatorname{tg} 2\Psi = \frac{\frac{\delta\Phi_a}{\sin\Phi_a} \sin(A_c + A_a) - \frac{\delta\Phi_b}{\sin\Phi_b} \sin(A_c + A_b)}{\frac{\delta\Phi_a}{\sin\Phi_a} \cos(A_c + A_a) - \frac{\delta\Phi_b}{\sin\Phi_b} \cos(A_c + A_b)}; \quad (28)$$

$$\gamma = \left\{ (2\varepsilon_b - \Theta)^2 + \frac{\left[ (1 + \varepsilon_c) \frac{b_2^2 + c_2^2 - a_2^2}{2b_2c_2} - (1 + \varepsilon_b) \frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2b_1c_1} \right]^2}{1 - \left( \frac{b_1^2 + c_1^2 - a_1^2}{2b_1c_1} \right)^2} \right\}^{1/2}. \quad (29)$$

В формулах (27)–(29) введены следующие обозначения:  $\delta\Phi_a, \delta\Phi_b, \delta\Phi_c$  — изменение углов  $\Phi_a, \Phi_b, \Phi_c$ ;  $A_a, A_b, A_c$  — азимуты сторон  $a, b, c$ ;  $\varepsilon_a = \frac{a_2 - a_1}{a_1}$ ,  $\varepsilon_b = \frac{b_2 - b_1}{b_1}$ ,  $\varepsilon_c = \frac{c_2 - c_1}{c_1}$  — относительные изменения сторон  $a, b$  и  $c$  соответственно;  $\Theta$  — относительное изменение площади треугольника, вычисляемой по формуле Герона. Возможны и другие варианты определения компонент деформаций.

Как видно из формул (27–29), по изменениям углов можно вычислить только значение максимального сдвига и направление условно главных компонент деформаций приповерхностной части земной коры. Сами же условно главные компоненты деформации  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$  могут быть получены по изменениям трех коллинеарных линий при решении известных уравнений [Burford et al., 1969]

$$\begin{aligned} (1 + \cos 2A_p)\varepsilon_{xx} + (1 - \cos 2A_p)\varepsilon_{yy} + (\sin 2A_p)\gamma_{xy} &= 2\varepsilon_p; \\ (1 + \cos 2A_q)\varepsilon_{xx} + (1 - \cos 2A_q)\varepsilon_{yy} + (\sin 2A_q)\gamma_{xy} &= 2\varepsilon_q; \\ (1 + \cos 2A_r)\varepsilon_{xx} + (1 - \cos 2A_r)\varepsilon_{yy} + (\sin 2A_r)\gamma_{xy} &= 2\varepsilon_r, \end{aligned} \quad (30)$$

где

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{D_{xx}}{D}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{D_{yy}}{D}, \quad \gamma_{xy} = \frac{D_{xy}}{D}; \\ \varepsilon_p &= \frac{\delta l_{p'}}{l_{p'}}; \quad \varepsilon_q = \frac{\delta l_q}{l_q}; \quad \varepsilon_r = \frac{\delta l_r}{l_r}; \\ \varepsilon_{1,2} &= \frac{\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}}{2} \pm \sqrt{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2 + \gamma_{xy}^2}; \end{aligned} \quad (31)$$

$$\gamma_{\max} = \sqrt{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2 + \gamma_{xy}^2}; \quad (32)$$

$$A_1 = \operatorname{arctg} \frac{\gamma_{xy}}{2(\varepsilon_1 - \varepsilon_{yy})}; \quad A_2 = \operatorname{arctg} \frac{\gamma_{xy}}{2(\varepsilon_2 - \varepsilon_{yy})}. \quad (33)$$

Амплитуды (или скорости) вертикальных смещений земной поверхности являются исходными данными для вычисления и других кинематических характеристик земной поверхности, таких как скорости изменения ее наклона (первая производная скорости вертикальных движений по направлению) и кривизны земной поверхности (вторая производная скорости движений по направлению).

В инженерно-динамических исследованиях (изучение осадок и деформаций инженерных сооружений и земной поверхности) эти характеристики вычисляются по простым формулам [Брайт, 1965; Справочник..., 1978; и др.]:

$$\text{крен (наклон) исследуемого участка } i_{j,j+1} = \frac{\Delta H_{j+1} - \Delta H_j}{l_{j,j+1}}; \quad (34)$$

$$\text{относительный прогиб } f = \frac{2\Delta H_j - (\Delta H_{j-1} + \Delta H_{j+1})}{2l_{j-1,j+1}}; \quad (35)$$

$$\text{кривизна изгибаемого участка } k = \frac{2(i_{j,j+1} - i_{j-1,j})}{l_{j-1,j} + l_{j,j+1}}. \quad (36)$$

В формулах (34)—(36) приняты следующие обозначения:  $\Delta H_j$  — вертикальные смещения  $j$ -го репера;  $l_{j,j+1}$  — расстояние между  $j$ -м и  $j + 1$ -м реперами. Эти формулы вполне приемлемы при изучении современных деформаций земной поверхности.

При наличии данных о современных вертикальных движениях по профилю Н. П. Есиков [1979] предложил рассматривать так называемую чистую деформацию в плоскости вертикального разреза верхней части земной коры. В предположении однородного деформирования среды определяются сдвиговая ( $\gamma$ ) компонента и дилатация ( $\Theta$ ) вертикального «стандартного треугольника». Однако при изучении современных вертикальных движений земной поверхности вычисление не существующих в действительности фигур (так как «стандартный треугольник» в вертикальной плоскости — фигура вымышленная) не имеет ни физического, ни геологического смысла. Формально оперировать величиной  $\Theta$  можно только для контроля вычисления относительного прогиба  $f$  и изменения кривизны  $k$  земной поверхности по формуле

$$\Theta \approx 2f = -\frac{kl_{j-1,j+1}}{4}. \quad (37)$$

Скорости изменения наклона земной поверхности, определяемые по направлению нивелирных ходов по формуле (34), позволяют следующим образом вычислить и их истинные (максимальные) значения.

Изменение наклона земной поверхности вдоль нивелирной линии, длина которой  $l$  и азимут  $a$ , можно представить в виде [Байкальский геодинимический полигон, 1970; Колмогоров, 1981, 1986]

$$\delta\alpha = \delta\alpha_x \cos a + \delta\alpha_y \sin a \quad (38)$$

Неизвестные компоненты наклона в плоскостях меридиана и первого вертикала ( $\delta\alpha_x = \frac{\delta v}{\delta x}$  и  $\delta\alpha_y = \frac{\delta v}{\delta x}$ ) определяются из решения системы уравнений (38). Их число равно числу нивелирных ходов, пересекающихся на репере, в окрестности которого определяется наклон. Зная компоненты  $\delta\alpha_x$  и  $\delta\alpha_y$ , нетрудно найти изменение наклона земной поверхности и азимут.

$$I = \sqrt{\delta\alpha_x^2 + \delta\alpha_y^2}; \quad A = \arctg \frac{\delta\alpha_y}{\delta\alpha_x}. \quad (39)$$

Геометрическое положение изобаз на карте скоростей современных вертикальных движений содержит в себе информацию не только о темпе и направлении вертикальных перемещений точек земной поверхности, но и о ее наклонах и изгибах. Перемещаясь в вертикальном направлении или наклоняясь, земная поверхность, как известно, не деформируется. При изгибе же земной поверхности происходит смещение точек земной поверхности и по высоте, и по латерали: изменяются превышения, углы между направлениями, удлиняются и укорачиваются линии. Задача интерпретатора состоит в том, чтобы все это наглядно изобразить в виде карт и схем.

В качестве меры наклона, как известно, применяется горизонтальный градиент вертикальных движений (скоростей) земной поверхности, вычисляемый по формуле [Thursh, 1978]

$$|\text{grad } V_h| = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}, \quad (40)$$

где  $V_x = \frac{\partial V(x, y)}{\partial x}$  и  $V_y = \frac{\partial V(x, y)}{\partial y}$  — первые производные скорости современных движений в плоскости меридиана и первого вертикала соответственно. Направление (азимут или дирекционный угол) вектора изме-

нения наклона определяется соотношением

$$a = \operatorname{arctg} \frac{V_y}{V_x}. \quad (41)$$

Размерность градиента выражается в единицах  $10^{-6}$  год $^{-1}$ , если  $V$  берется в миллиметрах в год, а  $x$  и  $y$  — в километрах. После умножения на  $\rho = 206\,265''$  наклон получается в угловой мере с размерностью секунда в год.

Под кривизной земной поверхности понимается величина, обратная радиусу кривизны  $R$ , вычисляемая по формулам дифференциальной геометрии [Колмогоров, 1981; Thurm, 1978]:

$$\left(\frac{1}{R}\right)^2 + \frac{2FM - FN - GL}{EG - F^2} \left(\frac{1}{R}\right) + \frac{LN - M^2}{EG - F^2} = 0, \quad (42)$$

где

$$E = 1 + V_x^2, \quad F = V_x V_y, \quad G = 1 + V_y^2, \quad L = \frac{V_{xx}}{\sqrt{EG - F^2}},$$

$$M = \frac{V_{xy}}{\sqrt{EG - F^2}}, \quad N = \frac{V_{yy}}{\sqrt{EG - F^2}} - \text{гауссовы фундаментальные ве-}$$

личины. Поскольку скорости современных движений составляют не более нескольких сантиметров в год, то  $V_x^2$ ,  $V_y^2$ ,  $V_x V_y$  не превышают значения  $10^{-10}$  год $^{-1}$  и поэтому, считая их пренебрежимо малыми, получим  $E = 1$ ,  $F = 0$ ,  $G = 1$ ,  $L = V_{xx}$ ,  $M = V_{xy}$ ,  $N = V_{yy}$ . Тогда после решения уравнения (42) и некоторых преобразований получим значения главных кривизн

$$\frac{1}{R_{1,2}} = \frac{1}{2} (V_{yy} + V_{xx}) \pm \sqrt{\frac{1}{4} (V_{xx} + V_{yy})^2 - (V_{xx} V_{yy} - V_{xy})^2}. \quad (43)$$

Размерность главной кривизны —  $10^{-6}$  км $^{-1}$ год $^{-1}$ , если  $V$  даны в миллиметрах в год, а  $x$  и  $y$  — в километрах.

Направление (азимут или дирекционный угол) главной кривизны вычисляется по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{1}{V_{xy}} \left( \frac{1}{R_1} - V_{xx} \right) = \frac{V_{xy}}{\frac{1}{R_1} - V_{yy}}, \quad \alpha_2 = \alpha_1 \pm 90^\circ. \quad (44)$$

Для графического представления изгибовой деформации на плоскости в виде изолиний целесообразно брать сумму главных кривизн или их среднее, т. е.

$$k = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \quad \text{или} \quad k = V_{xx} + V_{yy}. \quad (45)$$

При  $k > 0$  поверхность вогнута, т. е. центральная точка оказывается ниже периферийных, при  $k < 0$  поверхность выпуклая. При  $k = 0$  поверхность переходит в плоскость (горизонтальную или наклонную), в которой может меняться знак кривизны.

При характеристике изгибовой компоненты деформации конкретного участка величина  $k$  не позволяет, на наш взгляд, дать однозначный ответ на вопрос о степени сжатия или растяжения изучаемого района. Этот вопрос может быть решен только при изучении как вертикальных, так и горизонтальных смещений земной поверхности. Данные о горизонтальных смещениях имеются только на специальных полигонах, что по сравнению с изученностью вертикальных компонент современных движений составляет ничтожно малый процент. Поэтому по мере необходимости по данным только повторного нивелирования о сжатии или растяжении (а вернее, об удлинении и укорочении наклонных линий) можно судить весьма



приближенно по изменению расстояний  $\delta l$  между реперами, обусловленному вертикальными смещениями последних [Колмогоров, 1981]:

$$\delta l_{j,j+1} = \delta h_{j,j+1} \cdot \delta \alpha_{j,j+1}, \quad (46)$$

где  $\delta h_{j,j+1}$  и  $\delta \alpha_{j,j+1}$  — изменение превышения и угла наклона между реперами  $j$  и  $j + 1$ . Далее, составляя и решая известные уравнения для определения горизонтальных деформаций по изменениям длин трех неколлинеарных линий вида (46) [Burford et al., 1969], можно найти направления осей условно главных деформаций в горизонтальной плоскости.

Как показали наши исследования, с направлениями главных осей деформации в зонах условного растяжения, определяемого только вертикальными смещениями точек земной поверхности, совпадают направления изменения углов наклона земной поверхности. В зонах условного сжатия направления главных осей деформации и изменения углов наклона земной поверхности взаимно перпендикулярны или вкрест пересекаются.

В заключение рассмотрим вопросы вычисления компонент деформаций по данным повторного нивелирования и наклономерным измерениям.

Большое достоинство метода повторных нивелировок при изучении вертикальных деформаций земной поверхности заключается в том, что при высокой точности он является высокопроизводительным способом. Правда, он не дает возможности измерять превышения непрерывно во времени и одновременно для всех точек геодезической сети, что существенно затрудняет его использование для прогноза землетрясений.

Второй количественный метод, позволяющий изучать современные деформации земной поверхности, — наклономерный. Анализ наблюдений наклонов (разложение их на элементарные составляющие, выделение интересующего наклона, определение его параметров и установление количественной и качественной связи с обусловившими его причинами) — это трудная и сложная задача. Трудность заключается в том, что одно наклоногенное явление может вызвать наклоны разных порядков, в то время как разные факторы могут быть причиной близких по интенсивности и периоду наклонов земной поверхности.

При изучении современных движений земной коры интерес представляют наклоны тектонического происхождения. Но, чтобы их получить, необходимо изучать и выделять наклоны, обусловленные каким-либо конкретным фактором отдельно; многие наклоногенные факторы изучаются целым комплексом методов.

Существенным недостатком наклономерного метода является то, что измерения всегда производятся в отдельных точках земной поверхности, не связанных между собой, что дает мало информации о характере движений в областях, соизмеримых с областями формирования очагов землетрясений. Кроме того, этот метод не дает возможности установить относительные перемещения отдельных участков, не позволяет судить об искривлениях уровней и физической поверхностей в зонах интенсивных движений, не может охарактеризовать деформацию зоны очага землетрясений и поэтому не может служить основой для прогноза землетрясений. Это видно на примере многолетних стационарных наблюдений за наклонами и деформациями земной поверхности, в результате которых не созданы методы прогнозирования землетрясений.

Комплексирование этих двух существенно отличных методов позволяет получить высокую точность и непрерывность во времени, присущие наклономерному методу, и пространственную связь между точками, характерную для геодезического метода (нивелирования).

Суть комплексного метода заключается в том, что район расположения наклономерной станции регулярно нивелируется по площади или по кольцевым, радиальным или квадратным ходам (в зависимости от географических условий) и по изменениям превышений вычисляется изменение наклона этой площади. Высокоточное нивелирование реперов, за-

ложенных в исследуемом районе на глубину установки наклономеров или в коренные скальные породы, необходимо для контроля работы наклономеров и выявления побочных наклонотенных факторов. Кроме того, площадное нивелирование поможет определить представительность показаний наклономера. Несколько таких площадок, расположенных в исследуемом районе и связанных между собой прецизионным нивелированием, могут дать пространственную картину современных тектонических движений и выявить отдельные крупные блоки, на которые следует разбивать такие площадки (своего рода «микрполигоны»).

Тектонические наклоны, непрерывно фиксируемые установленными наклономерами, можно легко вычислить по изменению превышений. Пусть превышения между реперами 1, 2, ... будут  $h_{ij}$ , а расстояния соответственно  $s_{ij}$  при  $i \neq j$ ,  $i = 1, 2, \dots, m$ ,  $j = 1, 2, \dots, n$ . Изменение угла наклона, вычисленное по изменениям превышений, полученных из повторных нивелировок, будет

$$\delta\alpha_{ij} = \frac{h_{ij}(t_2) - h_{ij}(t_1)}{s_{ij}} = \frac{\delta h_{ij}}{s_{ij}}, \quad (47)$$

где  $h_{ij}(t_1)$  и  $h_{ij}(t_2)$  — превышения, полученные из нивелировок разных моментов наблюдений. Величины  $\delta\alpha_{ij}$  характеризуют наклон земной поверхности в разных направлениях для района расположения наклономерной станции. Чтобы сравнить их с данными наклономера, ориентированного по азимуту  $A$ , необходимо по  $\delta\alpha_{ij}$  вычислить наклоны  $\delta\alpha_A$  в направлении  $A$ . Для этого, определив из плановых привязок азимут  $a_{ij}$  каждой линии, по известным формулам найдем проекции  $\delta\alpha_{ij}$  на плоскости меридиана и первого вертикала:

$$\delta\alpha_{ij}^N = \delta\alpha_{ij} \sec a_{ij}, \quad \delta\alpha_{ij}^E = \delta\alpha_{ij} \operatorname{cosec} a_{ij}. \quad (48)$$

Тогда в среднем для площадки

$$\delta\alpha_1 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (\delta\alpha_{ij}^N \cos A + \delta\alpha_{ij}^E \sin A). \quad (49)$$

С другой стороны, если  $s_{ij}$  взять малыми и относить  $\delta\alpha_{ij}$  к середине отрезка  $s_{ij}$ , то, построив карту изолиний  $\delta\alpha$  (или карту векторов  $\vec{\delta\alpha}$ ) и проанализировав ее, например, статистическими методами, найдем главное направление наклона площадки.

Сходимость величин  $\delta\alpha$ , полученных двумя способами — из повторных нивелировок и наклономерных наблюдений, контролируется работа наклономеров и решается возникающий вопрос о возможности сопоставления этих двух разных способов, а именно: во-первых, что измеряет наклономер, во-вторых, каково соотношение точностей того или другого способа.

При решении первой части этого вопроса необходимо обратиться к уравнению горизонтального маятника [Орлов, 1961]

$$\vartheta \sin i = \frac{H_w}{g} \cos a - \frac{H_m}{g} \sin a, \quad (50)$$

где  $\vartheta$  — угол поворота горизонтального маятника при выводе из равновесия;  $i$  — угол между осью вращения маятника и отвесом;  $a$  — азимут, в котором установлен горизонтальный маятник;  $H_w$  и  $H_m$  — горизонтальные составляющие уклонения отвеса в первом вертикале и в меридиане;  $g$  — ускорение силы тяжести.

Теоретически возможны два случая: 1) изменение положения отвесной линии при неизменном положении физической поверхности (изменение гравитационного поля); 2) изменение наклона физической поверхности при постоянстве направления отвеса. В обоих случаях горизонтальный маятник регистрирует некоторый наклон, т. е., в первом случае угол

$i$  изменится вследствие изменения направления отвеса, а во втором — положения оси вращения горизонтального маятника, связанного с этой поверхностью.

По этим же причинам, как показано выше, изменится и высота точки физической поверхности.

Что касается точности этих способов, то для изучения тектонических наклонов оба эти способа можно считать практически равнозначными. Если измерения превышений производить с точностью  $\eta = 0,5$  мм/км, то точность определения наклона по результатам повторного нивелирования будет равна

$$m''_{\alpha} = \frac{\rho'' \eta \sqrt{4s_{ij}}}{s_{ij}} \approx \pm 0,2'', \quad (51)$$

где  $\rho'' = 206\,265''$ ;  $s_{ij} = 1$  км. В тектонически активных районах, где скорость изменения наклона в год вычисляется секундами (в некоторых районах до  $10''$  и более в год), повторные нивелировки позволяют определить изменение наклонов с относительной погрешностью не грубее  $5 \cdot 10^{-7}$ . Относительная же погрешность наклономера считается  $10^{-7}$ — $10^{-8}$ . Практически для определения длиннопериодных наклонов (вековых, годовых) такая точность совершенно не нужна и вполне достаточна на порядок грубее.

Таким образом, для решения геологических задач в смысле изучения пространственной картины наклонов земной поверхности на небольших участках комплексирование нивелировок с наклономерными наблюдениями оказывается полезным.

## 1.2. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В силу особенностей проявления современных движений земной поверхности и надежности применяемых методов исследований в настоящее время наиболее изучена вертикальная компонента современных движений земной коры. Основной геодезический метод выявления вертикальных смещений точек земной поверхности — метод повторного прецизионного нивелирования. При выполнении наблюдений за современными вертикальными движениями этим методом предполагаются однонаправленность и равномерность этих движений между повторными измерениями. Это позволяет вычислить относительные скорости по приближенной формуле

$$V = \frac{h(t_2) - h(t_1)}{t_2 - t_1} + \frac{\delta h(t_2) - \delta h(t_1)}{t_2 - t_1}, \quad (52)$$

где  $h(t_1)$  и  $h(t_2)$  — измеренные превышения в моменты времени  $t_1$  и  $t_2$  с ошибками соответственно  $\delta h(t_1)$  и  $\delta h(t_2)$ . С повышением точности измерений и увеличением промежутка времени между наблюдениями второй член формулы (52) стремится к нулю. Очевидно, что интервал времени между повторными нивелировками должен быть таким, чтобы ошибка определения скорости современных вертикальных движений была в 3—4 раза меньше самой ее величины [Труды..., 1958].

При изучении современных вертикальных движений земной коры на значительных территориях важно иметь скорости, приведенные в единую систему. В этом случае за исходные принимаются скорости современных вертикальных движений земной коры, выведенные из океанографических наблюдений и называемые абсолютными.

Ниже рассмотрим вопросы методики повторного нивелирования в аспекте изучения скоростей современных движений.

В зависимости от масштаба и характера решаемой геодинамической задачи высотные построения делятся на:

— локальные (приуроченные к активным глубинным разломам и разрывам земной коры);

— площадные (охватывающие районы возможных эпицентров разрушительных землетрясений, крупные населенные пункты и районы эксплуатируемых и строящихся гидроэлектростанций);

— региональные (связывающие крупные региональные структуры).

Эти построения создаются с целью выявления движений геологических структур друг относительно друга.

На локальных и площадных построениях нивелирные сети создаются в виде отдельных пересекающихся линий или сетей нивелирования I и II классов. Периметры нивелирных полигонов I класса в этих сетях не превышают 40 км. В высотных сетях, создаваемых при сейсмическом микрорайонировании городов, периметры полигонов не должны превышать 15 км на застроенных и 20 км на незастроенных территориях.

При региональных построениях линии нивелирования I класса образуют полигоны с периметром 100—1000 км и II класса — с периметром 300—500 км.

Пункты высотных сетей на локальных и площадных построениях по возможности совмещают с пунктами плановых сетей, а сами высотные сети привязывают к главной высотной основе СССР с целью получения высот в единой системе. Высотная сеть в этом случае рассматривается как свободная с опорой на один или два пункта государственной нивелирной сети I и II классов. Исходные пункты должны находиться на расстоянии 500—1000 м друг от друга. Высотные сети при региональных построениях включаются в сеть государственного нивелирования I и II классов; нивелирные линии на геодинимических полигонах закрепляются теми же знаками, что и линии государственного нивелирования. Плотность нивелирной сети при локальных и площадных построениях должна быть такой, чтобы можно было надежно выявить участки земной поверхности, имеющие различные скорости движений.

Для наблюдений за устойчивостью знаков на каждом геодинимическом полигоне вблизи специально заложеного глубинного репера (или старой скважины) создают специальную площадку: на расстоянии 30—70 м от глубинного репера закладываются все типы реперов и центров, применяемых на данном полигоне. Ежегодно несколько раз в год (летом и зимой) нивелируют все знаки на площадке и сопоставляют превышения, полученные при первом и последующих нивелированиях. Типы знаков, явно неустойчивые, исключаются из дальнейших нивелирований сети геодинимического полигона.

Нивелирные линии должны пересекать предполагаемые линии разломов, разрывов и границы блоков. По возможности следует совмещать линии повторного нивелирования на геодинимических полигонах с ранее проложенными линиями. За первые 3—5 лет все линии на локальных и площадных построениях нивелируются с частотой примерно 1 раз в год, в последующие годы сроки и объемы повторных нивелирований устанавливаются исходя из обнаруженных скоростей вертикальных движений отдельных блоков земной поверхности и поставленных задач.

Число источников погрешностей высокоточного нивелирования велико, их происхождение разнообразно; одни погрешности носят случайный характер, другие — систематический. Часть погрешностей вызвана конструктивными особенностями инструментов, другая — влиянием внешних условий. Имеются погрешности, связанные с особенностями методики нивелирования и способами обработки результатов измерений. Постоянное исследование различных источников ошибок, подразделяемых на ошибки инструментальные, изготовления и эталонирования инварных реек, влияния длины нивелирного луча, влияния рефракции, атмосферного давления, лунно-солнечных приливов, вибрации, магнитных и электрических полей, учет перемещения переходных точек и штатива обеспечивают высокую точность нивелирных работ.

При нивелировании I и II классов в СССР применяют глухие нивелиры с уровнем, нивелиры с компенсатором и инварные штриховые рейки. Так как нивелиры с компенсатором повышают производительность на 10—15 % по сравнению с нивелирами с уровнем и облегчают труд нивелировщика, этим приборам отдается предпочтение.

Для исключения инструментальных источников ошибок нивелирования особое внимание уделяется метрологическому обеспечению: исследованию приборов и компарированию реек. В процессе производства нивелирных работ регулярно определяется угол наклона визирной оси  $i$ , сведение которого к минимуму практически исключает влияние неравенства плеч; соблюдаются установленные более жесткие допуски на неравенство расстояний между нивелиром и рейкой. Не меньшее внимание уделяется и эталонированию и определению средней длины метра комплекта реек. Для этой цели созданы новые типы горизонтальных и вертикальных компараторов, в том числе и интерференционные. В СССР широко применяют компаратор МК-1, позволяющий определять длину метрового интервала с ошибкой не более 10 мкм. Температура инварной полосы рейки, освещенной и не освещенной солнцем, различается на 4—5 °С, а результаты нивелирования вследствие этого могут быть ошибочными до 0,3 мм/км. Для исключения этого источника ошибок нивелирования предложено несколько типов инварных реек с термодатчиками. В СССР такие рейки выпускают серийно [Мещерский, 1985].

В последние годы при высокоточном нивелировании для перевозки нивелира, реек и членов бригады с одной станции на другую используют автомобили. Такое нивелирование в отличие от обычного (пешего) стали называть моторизованным. Автомобили оборудованы специальными приспособлениями, благодаря которым можно установить штатив и переходные точки (башмаки) с рейками на грунт, не выходя из автомобиля. По данным, полученным в ГДР, использование автомашин сокращает затраты времени при перемещении с 14—18 до 6 минут на 1 км хода, повышает производительность труда до 40 % и снижает стоимость работ на 20—25 %.

Не вдаваясь подробно в анализ главнейших источников погрешностей геометрического нивелирования и методов учета и ослабления влияния этих погрешностей на результаты нивелирования, а также не останавливаясь на описании измерительных инструментов, их поверок и исследований, приведем основные требования, предъявляемые к нивелирам и рейкам, установленные «Инструкцией по нивелированию I, II, III и IV классов» [1974] и сведенные в табл. 2.

Методической особенностью нивелирования I класса является выполнение нивелирования по двум парам переходных точек (правая и левая нивелировки) методом «совмещения» с возможно полным исключением систематических погрешностей. Последнее достигается соблюдением симметричности наблюдений на станции. Влияние внешних условий значительно ослабляется прокладкой прямого и обратного нивелирных ходов по одной и той же трассе, по переходным точкам одного и того же типа в разное время суток. Желательно, чтобы число штативов в прямом и обратном ходах было равным и четным (для исключения «неравенства пяток» реек). Порядок наблюдений при нивелировании в прямом ходе следующий.

Нечетная станция:

- 1 — отсчет по основной шкале задней рейки,
- 2 — отсчет по основной шкале передней рейки,
- 3 — отсчет по дополнительной шкале передней рейки,
- 4 — отсчет по дополнительной шкале задней рейки.

После этого при нивелировании I класса рейки переставляются на левые костыли и все измерения выполняются в указанном порядке. На четной станции все наблюдения начинают с передней рейки. В обратном ходе наблюдения на нечетных станциях начинают с передней рейки, а на четных — с задней.

Требования к нивелирам и рейкам

Основные параметры	Класс нивелирования	
	I	II
Нормальная длина визирного луча, м	50	65 и 50
Средняя квадратическая погрешность определения превышения на станции, мм	0,15	0,20
Средняя квадратическая погрешность на 1 км двойного хода, мм	0,5	1,0
Увеличение зрительной трубы	×44	×40
Цена деления цилиндрического контактного уровня на 2 мм и более, с	12	12
Точность самоустановки компенсатора, с	0,2	0,2
Изменение угла $i$ при изменении температуры нивелира на 1 °С, с	0,5	0,5
Интервал температур, °С	-30 ÷ +50	-30 ÷ +50
Допустимое отклонение от номинала любого метрового интервала инварной рейки, мм	0,10	0,20
Допустимое отклонение от номинала любого метрового интервала инварной рейки при нивелировании в горах, мм	0,05	0,10

Так как свести к нулю влияние различных факторов невозможно, то в измеренные превышения вводят соответствующие поправки, для чего можно использовать формулу [Справочник ..., 1978]

$$\Sigma \delta = h \Delta l_0 + h \alpha_{cp}(t_3 - t_a) + \Sigma \Pi \alpha_{cp}(t_3 - t_{п}), \quad (53)$$

где  $h$  — измеренное превышение, м;  $\Delta l_0$  — отличие средней длины метра комплекта реек от номинала, мм. Первый член является поправкой за среднюю длину метра комплекта реек; второй учитывает различие температур инварной полосы задней рейки при нивелировании и при эталонировании; третий — разницу температур задней и передней реек. Второй и третий члены формулы (53), взятые вместе, соответствуют поправке за длину среднего метра по температуре воздуха и инварной полосы; поправка определяется по формуле

$$\delta h_t = \alpha_{cp} [\Sigma \text{З}(t_3 - t_a) - \Sigma \text{П}(t_{п} - t_a)], \quad (54)$$

где  $\alpha_{cp}$  — коэффициент линейного расширения комплекта инварных реек;  $\Sigma \text{З}$  — сумма отсчетов в секции по заданной рейке;  $\Sigma \text{П}$  — то же, по передней рейке;  $t_a$  — температура эталонирования;  $t_3$  — температура инварной полосы задней рейки;  $t_{п}$  — то же, по передней рейке.

На основании анализа результатов нивелирования установлено, что поправка за разность температур передней и задней реек в ходах значительной протяженности любой ориентировки незначительна и носит случайный характер [Сигалов, 1980].

Оценка качества нивелирования производится по разностям двойных измерений превышений, смысл которых общеизвестен:

$$\begin{aligned} d_1 &= (h_{\text{прав}} - h_{\text{лев}})_{\text{пр}}; & d_2 &= (h_{\text{прав}} - h_{\text{лев}})_{\text{обр}}; \\ d_3 &= (h_{\text{пр}} - h_{\text{обр}})_{\text{прав}}; & d_4 &= (h_{\text{пр}} - h_{\text{обр}})_{\text{лев}}; \\ d_5 &= (\bar{h}_{\text{прав}} - \bar{h}_{\text{лев}}); & d_6 &= (\bar{h}_{\text{пр}} - \bar{h}_{\text{обр}}), \end{aligned}$$

где  $\bar{h}_{\text{прав}} = 1/2(h_{\text{пр}} + h_{\text{обр}})_{\text{прав}}$ ;  $\bar{h}_{\text{лев}} = 1/2(h_{\text{пр}} + h_{\text{обр}})_{\text{лев}}$ ;  $\bar{h}_{\text{прав}} = 1/2(h_{\text{прав}} + h_{\text{лев}})_{\text{пр}}$ ;  $\bar{h}_{\text{обр}} = 1/2(h_{\text{прав}} + h_{\text{лев}})_{\text{обр}}$ . Опыт нивелирования показал, что накопления разностей  $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_4$  и  $d_5$  вполне объясняются действием случайных погрешностей. Величины  $d_3$  и  $d_6$  наиболее полно отражают действие систематических погрешностей и вызваны выпиранием костылей

из грунта при переходе на следующую станцию наблюдений. Для уменьшения этих разностей рекомендуется всю линию от репера до репера закреплять костылями заранее, чтобы они успели устояться.

В основном только по разностям двойных измерений превышений можно осуществлять текущий контроль и определять качество работ. Для оценки возможных накоплений в  $\Sigma d$  случайных ошибок используют формулы:

$$\begin{aligned} \text{для } d_1, d_2, d_3, d_4 \quad m_1 &= 1,2 \text{ мм} \cdot \sqrt{L}; \\ \text{для } d_5, d_6 \quad m_2 &= 0,8 \text{ мм} \cdot \sqrt{L}. \end{aligned}$$

Допустимые расхождения средних значений превышений прямого и обратного ходов  $m_3$  для нивелирования I класса не должны превышать  $3 \text{ мм} \cdot \sqrt{L}$  [Инструкция ..., 1974; и др.], для нивелирования на геодинимических полигонах —  $2 \text{ мм} \cdot \sqrt{L}$  [Рекомендации ..., 1975], где  $L$  — длина хода. При этом считается, что если  $\Sigma d_{1-4} \leq 3m_1$ , а  $\Sigma d_{5,6} \leq 3m_2$ , то систематические ошибки нивелирования можно признать незначительными.

Для оценки качества нивелирования по разностям  $d_5$  и  $d_6$  определяют средние квадратические случайные  $\eta_1$  и  $\eta_2$  и систематическую  $\sigma$  погрешности на 1 км нивелирного хода по общепринятым формулам

$$\eta_1^2 = \frac{1}{4n} \sum_{i=1}^n \frac{(d_5)_i^2}{r_i}, \quad \eta_2^2 = \frac{1}{4n} \sum_{i=1}^n \frac{(d_6)_i^2}{r_i}, \quad \sigma^2 = \frac{1}{4 \sum_{j=1}^N L} \sum_{j=1}^N \left( \frac{\sum_{i=1}^n d_6}{L_j} \right)_i^2, \quad (55)$$

где  $n$  — число секций;  $r_i$  — длина секции, км;  $\sum_{i=1}^n d$  — накопление разностей  $d_5$  или  $d_6$  на участке линии длиной  $L$  км;  $\sum_{j=1}^N L$  — суммарная длина всех участков линии, мм;  $N$  — число участков в линии.

Опыт обработки точных нивелировок как в нашей стране, так и за рубежом показал, что в большинстве случаев систематические погрешности в 5—10 раз меньше случайных [Иордан и др., 1963; Сигалов, 1980; и др.]. В работе П. В. Павлова [1979] показано, что величина существенно изменяется при разных вариантах подбора участков с однообразными систематическими погрешностями. В этой связи целесообразно использовать значения  $\eta_2$  и  $\sigma$ , вычисленные по разностям  $d_6$ , для контроля за качеством работ, как предлагает Й. Штайнберг [Steinberg, 1978], а также применять их для вывода весов при уравнивательных вычислениях [Сигалов, 1980]. Средние квадратические ошибки на 1 км хода (случайная и систематическая) становятся представительными в ходах значительной протяженности и зависят как от длины оцениваемых трасс, так и от выбора участков с однородным накоплением систематических ошибок. Но величина  $\eta_2$ , полученная по разностям  $d_6$ , является, по существу, оценкой по внутренней сходимости двойных измерений, что всегда дает заниженное значение погрешностей. Поэтому при предвычислении точности передачи высот и определения скоростей современных вертикальных движений более объективной считается средняя квадратическая случайная погрешность нивелирования  $\eta_f$ , вычисленная по невязкам полигонов:

$$\eta_f^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{f_i^2}{P_i}, \quad (56)$$

где  $f_i$  — невязка полигона, мм;  $P_i$  — периметр полигона, км;  $N$  — число полигонов. Величина  $\eta_f$  учитывает влияние всех методических погреш-

ностей нивелирования, внешней среды и в определенной мере отягощена действием тектонических движений земной коры. Исследования показали, что отношение  $\eta_j$  к  $\eta_0$  близко к 2.

Формулы (55) и (56) позволяют надежно оценить точность нивелирования только больших линий (длиной порядка нескольких сотен километров). На геодинимических полигонах длины линий составляют не более первых десятков километров. По мере уменьшения длины линии и количества секций степень надежности оценки точности нивелирования по этим формулам снижается и не отражает действительной точности результатов измерений. В этом случае предлагается использовать статистические методы. В работе Э. Э. Фотиади и др. [Байкальский геодинимический полигон, 1970] предложено оценивать результаты нивелирования на геодинимических полигонах по формуле

$$\mu_0 = \pm \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\sum_{j=1}^k (h_{ij} - \bar{h}_i)^2}{k(k-1)r_i}}, \quad (57)$$

$$i = 1, 2, \dots, n; \quad j = 1, 2, \dots, k,$$

где  $\mu_0$  — средняя квадратическая погрешность нивелирования 1 км хода;  $n$  — число секций длиной  $r_i$  км;  $k$  — число измеренных превышений в секции (при нивелировании I класса  $k = 8$ , а II класса —  $k = 4$ );  $h_{ij}$  — измеренное значение превышения,

$$\bar{h}_i = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k h_{ij}.$$

Формула (57) выведена в предположении, что измеренные превышения являются случайными и независимыми величинами. Но, как показали исследования [Смирнов, Белугин, 1969; и др.], они находятся в стохастической связи, которую необходимо учитывать при оценке результатов нивелирования:

$$\mu = \mu_0 \sqrt{1 + \frac{2}{k} \sum_{j=1}^{\frac{1}{2}(k-1)k} \rho_{j,j+k}}, \quad (58)$$

где  $\rho_{j,j+k}$  — коэффициент корреляции между величинами  $h_j$  и  $h_{j+k}$  в  $i$ -й секции.

Разности одних и тех же превышений, полученные из сравнения результатов повторных нивелировок, проведенных в различные эпохи, могут быть действием главным образом трех групп факторов: 1) ошибок измерений; 2) нестабильности реперов из-за коротко- и длиннопериодических влияний и внешних условий (экзогенные факторы); 3) тектонических (медленных) или сейсмических (быстрых) движений земной поверхности (эндогенные факторы).

Общепринятая геодезистами оценка достоверности вертикальных смещений реперов основана на учете свойств случайных ошибок, законе нормального распределения и теории вероятности, а реализуется на практике путем сопоставления погрешности разности превышений  $m_{\Delta h}$ , полученной в результате повторных измерений, с предельными значениями допустимых ошибок. Погрешность полученной разности превышений вычисляют по формуле

$$m_{\Delta h} = \bar{\eta} \sqrt{L}, \quad (59)$$

где  $\bar{\eta} = \sqrt{\eta_1^2 + \eta_2^2}$  ( $\eta_1$  и  $\eta_2$  — средние квадратические километровые ошибки нивелирования);  $L$  — длина нивелирного хода, км. В качестве предельных значений допустимых ошибок нивелирования приняты ве-



личины, равные  $2m_{\Delta h}$ ,  $2,5 m_{\Delta h}$  и  $3m_{\Delta h}$ . Если изменение превышения окажется больше величины  $2m_{\Delta h}$  или  $3m_{\Delta h}$ , то оно, видимо, обусловлено эндогенными факторами.

Высокие требования к точности определения параметров современных движений и деформаций и соизмеримость во многих случаях их значений с ошибками наблюдений требуют привлечения оптимальных методов математической обработки.

В. Г. Колмогоров [Байкальский геодинимический полигон, 1970; и др.] оценку достоверности вертикальных смещений выполнил с помощью  $t$ -критерия Стьюдента. В данной задаче этот критерий применяется для проверки гипотезы, что какие-либо два средних превышения  $\bar{h}_i(T_1)$  и  $\bar{h}_i(T_2)$  одной и той же  $i$ -й секции, определенные в разные эпохи  $T$ , принадлежат к одной и той же нормально распределенной генеральной совокупности, имеющей среднее значение  $\bar{h}_0$  и дисперсию  $\sigma^2$ . Если вычисленное для разности  $\bar{h}_{2i} - \bar{h}_{1i}$  значение  $t$  будет больше теоретического  $t_0$  для заданного уровня значимости  $q$ , то эта разность является существенной, достоверной разностью в смысле этого уровня значимости. Если же  $t_0 > t$ , то разность  $\bar{h}_{2i} - \bar{h}_{1i}$  недостоверна в смысле заданного уровня значимости. Практически значение  $t$  вычисляется по формуле [Метропольский, 1971]

$$t = \frac{\bar{h}_{2i} - \bar{h}_{1i}}{m} \sqrt{\frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2}}, \quad (60)$$

где  $m^2 = \frac{(k_1 - 1)m_1^2 + (k_2 - 1)m_2^2}{(k_1 - 1) + (k_2 - 1)}$ ,  $m_1 = \mu_1 \sqrt{L}$ ,  $m_2 = \mu_2 \sqrt{L}$ ; величина  $\mu$  определяется по формуле (57).

Так как нельзя заранее сказать, какой из реперов сети меньше всего изменил свое высотное положение и может считаться «относительно стабильным», то возникает задача выбора критерия «относительной стабильности» твердых реперов сети. Наиболее известные способы оценки стабильности реперов исходной основы условно делятся на три группы: к первой группе относятся способы, основанные на статистическом анализе изменений превышений, ко второй — способы, использующие определенные математические условия, накладываемые на результаты измерений, и, наконец, к третьей — способы, использующие гипотезу смещения реперов [Справочник геодезиста, 1975]. Из этих групп всем требованиям, предъявляемым к оценке исходной основы, лучше всего отвечают способы первой группы, использующие матричную форму представления результатов и основанные на анализе изменений взаимного положения исследуемых реперов при последовательном выборе за исходный каждого из них [Голендухин, 1972; Михелев и др., 1977; Колмогоров, 1981; и др.]. Для этого по изменениям превышений  $\Delta h$  вычисляются предполагаемые смещения реперов  $\Delta H$  друг относительно друга и составляется матрица такого вида:

$$\begin{array}{ccccccc} 0 & \Delta H_{21} & \Delta H_{31} & \Delta H_{41} \dots & \Delta H_{n1} & & \\ \Delta H_{12} & 0 & \Delta H_{32} & \Delta H_{42} \dots & \Delta H_{n2} & & \\ \Delta H_{13} & \Delta H_{23} & 0 & \Delta H_{43} \dots & \Delta H_{n3} & & \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \\ \Delta H_{1(n-1)} & \Delta H_{2(n-2)} & \dots & 0 & \Delta H_{n \cdot n} & & \\ \Delta H_{1n} & \Delta H_{2n} & \dots & \Delta H_{(n-1)n} & 0 & & \end{array} \quad (61)$$

Первый индекс величины смещения  $\Delta H_{ij}$  обозначает номер репера, смещение которого вычисляется относительно исходного, чей номер обозначен вторым индексом. Матрица (61) составляется после каждого повторного нивелирования. По этой матрице для каждого репера вычисляется его среднее смещение;  $n$  — число реперов. Значимость средних смещений

$\Delta H_{\text{ср}}$ , вычисленных для разных реперов, оценивается с помощью неравенства

$$|\Delta H_{\text{ср}}| > t_v \sqrt{R \Delta H}, \quad (62)$$

где  $t$  — критерий предельных ошибок (на практике обычно берется равным 2 или 3, что соответствует доверительной вероятности 0,95 или 0,997);  $v$  — средняя квадратическая погрешность единицы веса, вычисленная по формуле

$$v = \frac{m_{\Delta H}}{2 \sqrt{L}}. \quad (63)$$

Средняя квадратическая погрешность разности превышений  $m_{\Delta H}$  определяется по уравнению (59) или другими способами;  $L$  — расстояние от исходного репера до оцениваемого, км.

### 1.3. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Современные горизонтальные движения земной коры могут быть изучены по результатам повторных триангуляций или аналогичных геодезических измерений, позволяющих определять взаимное положение точек земной поверхности. При описании горизонтальных движений земной коры широко используются векторы смещений геодезических пунктов [Данилов, 1949; Изотов, 1969; и др.]. Составляющие этих векторов по осям координат (компоненты смещений) и изменения во времени расстояний между пунктами являются исходными величинами для вычисления характеристик деформационного состояния коры. На векторных схемах отражены не абсолютные, а относительные значения смещений, полученные по отношению к одному или нескольким пунктам. При этом положение исходного пункта и ориентирование осей принятой системы координат предполагаются неизменными (стабильными) в промежутке времени между эпохами повторных геодезических измерений. Установление стабильных пунктов выполняется путем сравнения координат идентичных пунктов в эпохи перенаблюдений или путем статистического анализа измеренных величин.

Определение положения исходного пункта и ориентирование осей координат может быть выполнено в каждой эпохе наблюдений астрономическими методами, и, следовательно, в принципе возможно определение так называемых абсолютных движений [Изотов, 1963]. Но, к сожалению, точность установления системы отсчета этими методами для наблюдения за смещениями недостаточна. Поэтому векторное представление смещений точек земной поверхности благодаря наглядности и простоте обработки экспериментальных данных широко используется и в настоящее время, а задача установления наиболее устойчивых пунктов в геодезических сетях остается актуальной.

В отличие от векторов смещений изменения во времени расстояний между пунктами являются инвариантными величинами по отношению к различным системам отсчета. Поэтому при изучении горизонтальных движений земной коры геодезическими методами следует сочетать определения векторов смещений с определениями изменений расстояний. И здесь прежде всего возникают вопросы оптимального проектирования и совершенствования схемы построения геодезических сетей. Методы оптимального проектирования геодезических сетей описаны в литературе [Тамутис, 1979; Герасименко, 1983; и др.]. Но изучение горизонтальных движений земной поверхности на больших площадях методом сплошных геодезических построений (триангуляцией, трилатерацией, полигонометрией и их сочетаниями) требует много времени для перенаблюдений и больших эко-

номических затрат. Кроме того, в сетях значительной протяженности из-за накопления погрешности положения пунктов могут значительно превзойти годовые горизонтальные сдвиги земной коры.

В работе Т. Рикитаке [1979] показано, что изменение горизонтальной компоненты векторов смещений по мере удаления от разлома имеет монотонно убывающий характер. Поэтому в настоящее время для изучения локальных и региональных горизонтальных движений земной коры на основе современных геодезических и геолого-геофизических данных строят оптимальные геодезические сети на некотором удалении друг от друга в соответствии с формой, размерами и пространственным расположением очагов землетрясений или активных зон разломов. С помощью повторных измерений на таких сетях, как показал опыт на геодинамических полигонах Средней Азии, можно определить годовые и даже суточные локальные относительные движения земной коры.

Для изучения горизонтальных смещений в пределах небольшой территории удобно применять местную систему прямоугольных координат, закрепленную на земной поверхности. Так, начало принятой системы координат можно совместить с одной из конечных точек базиса, а оси координат целесообразно ориентировать относительно базисной линии треугольника. Для ориентирования осей координат достаточно задать или определить азимут базисной линии. Могут быть случаи, когда уравниваемые значения скоростей смещений и их средние квадратические ошибки будут одного порядка. Это означает, что точность при состав измерений не обеспечивают получение скоростей с необходимой точностью. В этом случае целесообразно увеличить число базисных сторон и сгустить сеть вставкой дополнительных пунктов, которые должны наблюдаться по принятой программе [Хоманько, 1980].

При проектировании в каждой сети по рекомендациям геологов должна быть предусмотрена закладка трех-пяти пунктов, находящихся на однородном массиве, которые, вероятнее всего, не будут менять взаимного положения, и при обработке сети их можно принять за неподвижные. Желательно также проектировать два-три пункта с направлениями на один-два общих или отдельных удаленных предмета (на расстоянии не ближе 20 км при длинах основных сторон сети до 3 км). Важными элементами проекта являются: повторные высокоточные определения азимута одной или нескольких сторон, позволяющие следить за разворотами блоков земной коры; высокоточные астрономические определения широт и долгот на нескольких пунктах для надежного определения относительных уклонений отвесных линий каждого пункта с использованием при этом точного тригонометрического и геометрического нивелирования; измерение по крайней мере одного-двух превышений между относительно неподвижными пунктами методом высокоточного нивелирования.

Малые угловые и линейно-угловые сети, как правило, имеют короткие основные стороны (от 0,5 до 3 км), небольшое число пунктов (до 20) и состоят из центральных систем, геодезических четырехугольников и их комбинаций, прямых угловых и линейно-угловых засечек, отдельных линий с углами, связывающими эти линии с направлениями на удаленные знаки, комбинаций прямых засечек со створными наблюдениями и т. д. В сетях, состоящих из двух-трех центральных систем или геодезических четырехугольников, целесообразно иметь диагональные направления, пересекающие несколько сторон треугольников и соединяющие главным образом крайние пункты, но проходящие высоко над местностью. Диагональные направления часто помогают уменьшить поперечный сдвиг геодезического построения, увеличивают надежность оценки точности плановой сети и используются для повышения точности определения некоторых высот тригонометрическим нивелированием.

Центры, количество типов которых в настоящее время достаточно большое, должны быть хорошо термоизолированы и заглублены в коренные породы или опираться на последние. Большинство пунктов должно

иметь запасные центры, координаты которых определяются так же надежно, как и основных. В качестве наружных знаков применяются простые и сложные сигналы, бетонные туры и переносные штативы, обеспечивающие наибольшую устойчивость измерительным приборам (особенно угломерным). В последнее время на геодинимических полигонах широко используются бетонные трубы с устройством для принудительного центрирования инструментов.

В настоящее время высокую точность угловых измерений обеспечивают высокоточные теодолиты отечественного производства Т05, Т1, ОТ-02М, УВК. Анализ результатов их применения для изучения современных горизонтальных движений [Василенко, Медведев, 1978; Конопальцев, 1978; Курочкин, 1980; и др.] показал, что, используя традиционные методики измерений [Инструкция о построении..., 1966; Ассур и др., 1971; Хаимов, 1982; и др.], можно достичь точности измеренного угла  $0,5-1,0''$ , т. е.  $(2,5-5,0) \cdot 10^{-6}$ . Светодалномеры СГ-3, «Кварц», Геодиметр-8, приборная ошибка которых колеблется в пределах 3—8 мм, позволяют измерить длину линий (10—30 км) с точностью до  $5 \cdot 10^{-6}$ . Полигонометрия — наиболее гибкий и экономически целесообразный вид сети — позволяет определить линейные параметры с точностью  $0,5 \cdot 10^{-5} = 5 \cdot 10^{-6}$ .

Опыт отечественных и зарубежных исследований показывает, что годовые скорости движений составляют от первых сантиметров до нескольких метров, а деформации — от  $(2 \div 3) \cdot 10^{-6}$  до  $1 \cdot 10^{-4}$ . Многие ученые считают, что для познания механизма современных движений и физических процессов изучаемых на их основе явлений особую значимость имеют подвижки на уровне  $(2 \div 3) \cdot 10^{-6}$ . Таким образом, интересующие нас подвижки находятся на уровне возможностей современных массовых средств геодезических измерений. Систематические геодезические измерения на геодинимических полигонах убедительно показали, что точность измерения элементов геодезической сети практически определяется не столько техническими возможностями используемых инструментов, сколько тщательным изучением и оптимальным учетом воздействий различных факторов известных источников погрешностей.

Усилиями многих поколений геодезистов установлены основные источники погрешностей, выявлена и с разной полнотой изучена природа воздействия различных факторов на точность измерений и выработаны разного уровня меры ослабления или исключения их влияния; в результате этих усилий точность измерения углов в триангуляции доведена до  $0,7''$ . Долгое время эта точность считалась пределом возможностей угловых измерений. Однако и такая точность не устраивает современную геодинимику. В 80-х годах благодаря использованию специальных методов угловых измерений, учету воздействий малоизученных факторов и разработке способов дальнейшего ослабления влияния известных факторов точность угловых измерений на геодезических построениях геодинимических полигонов доведена до  $0,2''$  [Курочкин, 1980; Осецкий и др., 1980, 1981; и др.].

При оценивании параметров горизонтальных движений можно выделить два направления. Исследователи первого направления [Данилов, 1949; Конопальцев, 1978; и др.] используют и развивают традиционные методы статической геодезии. Параметры движений они вычисляют путем сравнения координат одноименных пунктов, вычисленных раздельно по результатам измерений исходной и актуальной эпох, — так называемый метод сравнения координат. Главным недостатком этого метода является то, что в нем не учитывается корреляционная зависимость результатов периодических измерений, обусловленная воздействием в процессе измерений целого ряда мешающих параметров, а также идентичностью факторов условий измерений. Неучет кинематического характера геодезических построений и особенностей результатов многократных измерений приводит к значительной потере полезной информации и снижению точности определения значений параметров движений.

Исследователи второго направления [Келль, Белолыков, 1955; Изотов, 1963, 1969; Панкрушин, 1969, 1972; Панкрушин, Васильев, 1982, 1985 и др.; Курочкин, 1980; и др.] используют корреляционную зависимость результатов повторных измерений. Метод называется дифференциальным. Существенным вкладом в развитие второго направления явились работы В. К. Панкрушина, в которых с позиций системных принципов геодезии развиваются теория и методика обработки и интерпретации многомерных временных рядов геодезических наблюдений и рекуррентного оценивания параметров движений и деформаций.

При описании горизонтальных движений векторамп задача установления стабильных пунктов представляет собой неотъемлемую часть математической обработки результатов повторных измерений. Большой интерес к выбору стабильных пунктов заключается в том, что элементы геодезического построения, не изменившие своих значений между эпохами, дают возможность повысить точность всех уравновешенных элементов [Панкрушин, 1972]. Для установления системы относительности разработан целый ряд методов, среди которых наиболее интересны методы трансформирования и оптимизации уравновешивания. Достоинство этих методов состоит в том, что они позволяют оптимизировать процесс однозначного решения вопроса о наличии и выборе оптимального сочетания стабильных пунктов на строгой математической основе.

\*        \*  
\*        \*

Благодаря использованию данных о современных движениях земной поверхности при решении таких важных практических задач, как прогноз землетрясений и выявление закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений, исследование по проблеме «Современные движения земной коры» в СССР и за рубежом получили за последние два десятилетия существенное развитие. Высокий современный уровень развития этой проблемы в нашей стране достигнут главным образом благодаря большим успехам в изучении современных *вертикальных* движений земной коры. Начатые в 60-х годах наблюдения за горизонтальными движениями, несмотря на важность роли их в геотектоническом процессе, до сих пор в нашей стране не получили широкого размаха в основном по двум причинам. Во-первых, в отличие от вертикальных движений порядок величин горизонтальных движений и деформаций находится на уровне разрешающей способности современных средств геодезических методов их определения. Во-вторых, техническая реализация геодезических методов изучения горизонтальных движений значительно сложнее и недостаточно еще разработана. Сейчас на геодинамических полигонах Средней Азии (Гармском, Ташкентском, Фрунзенском, Алма-Атинском, Душанбинском, Газлийском и др.), а также на Сахалинском, Камчатском суперполигонах, Донбасском, Криворожском и других выполнено по несколько циклов измерений как плановой, так и высотной сетей. Можно считать, что создана большая база для накопления уверенной фактической информации о составляющих современных движений земной поверхности.

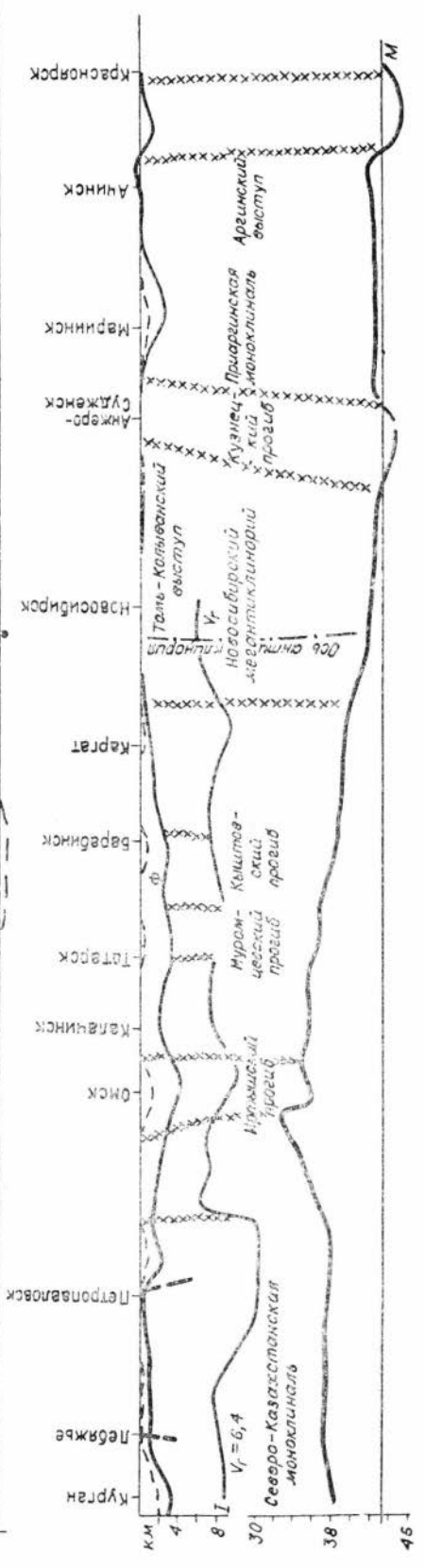
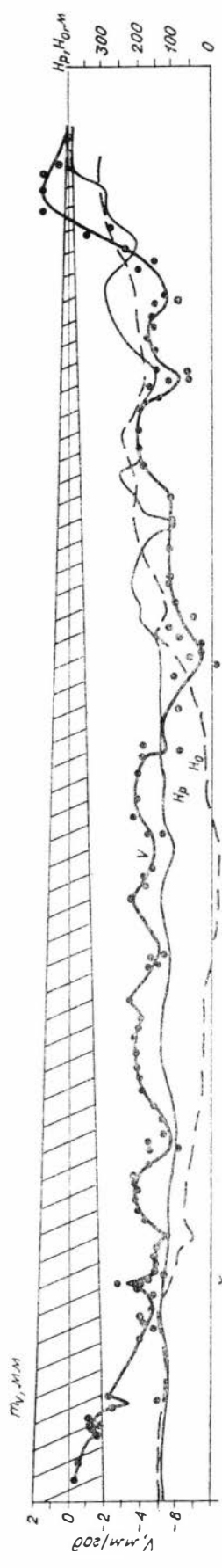
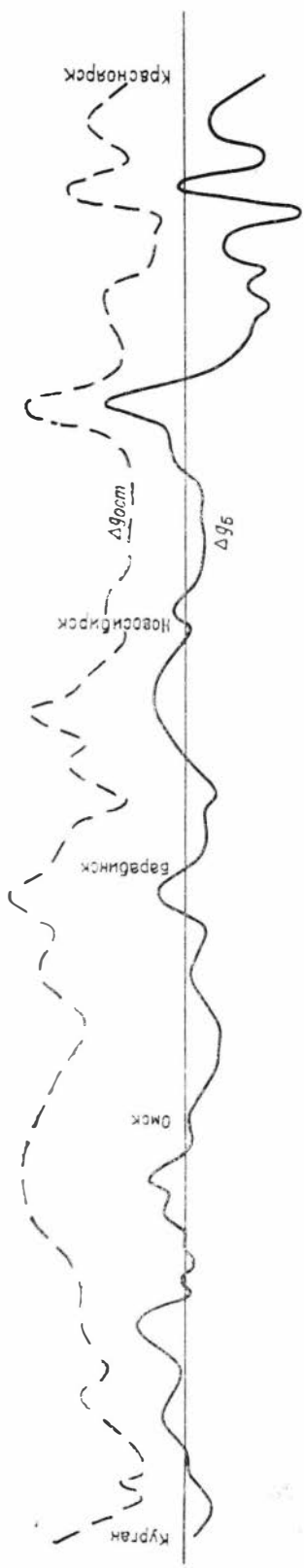
## ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ РАЗРЕЗАМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРИ

### 2.1. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Линия Курган — Новосибирск — Красноярск. Подробный анализ результатов повторного нивелирования этой линии, протяженность которой 2130 км, сделан в ранее опубликованных работах. В частности, авторы [Колмогорова, 1977; Колмогоров, Колмогорова, 1980; и др.] доказали, что скорости вертикальных движений вдоль линии на эпоху 1960—1961—1941—1942 гг., вычисленные относительно Красноярска, в несколько раз превышают вероятные максимальные ошибки измерений, за исключением района Кургана, где скорости движений приближаются также к нулевым значениям, как и в Красноярске. Кроме того, скорости современных вертикальных движений отображают блоковое строение земной коры в целом последуют тенденции движений неоген-четвертичного этапа развития Западной Сибири. А. Е. Козлова [1987] детально рассмотрела соотношение полученных скоростей вертикальных движений по этой линии с морфо-структурной дифференциацией плиты и показала, что внутренние морфо-структуры характеризуются примерно одинаковыми значениями современного тектонического опускания по сравнению с краевыми, а современные максимальные опускания (6—7 мм/год) приурочены к гипсометрически наиболее приподнятому Приобскому плато.

В настоящей работе проиллюстрирована связь современных вертикальных движений, структур земной коры и аномального гравитационного поля. Кривая скоростей вертикальных движений (рис. 2) отображает региональное опускание всей центральной части Западно-Сибирской плиты относительно ее западной и восточной окраин, непосредственно примыкающих к складчатой области Южного Урала и районам Присаянья. Относительно Кургана и Красноярска региональное опускание плиты происходит со скоростью 3—4 мм/год. На фоне регионального опускания намечаются отдельные локальные участки погружения и воздымания, в пределах которых скорости вертикальных движений превышают на 2—3 мм/год скорость регионального погружения региона. Следует отметить, что от Петропавловска до Новосибирска фиксируется региональная зона увеличенного прогибания. Это связано, по-видимому, с тем, что здесь линия нивелирования проходит преимущественно по отрицательным структурам, в пределах которых идут нисходящие тектонические движения более плотных блоков земной коры. Например, скорость опускания таких межгорных прогибов, как Иртышский, Муромцевский и Кыштовский, равна 5 мм/год. Максимальная скорость прогибания зафиксирована в районе Новосибирского антиклинория (участок Чулымская — Новосибирск — Юрга). В остаточном поле силы тяжести этому отрезку профиля соответствует область повышенных его значений. Особенности динамики структур земной коры, по всей видимости, можно объяснить наблюдаемую обратную зависимость между скоростями вертикальных движений и аномалиями силы тяжести.

Таким образом, Западно-Сибирская плита в пределах рассматриваемой части на современном этапе наследует тенденции движений неоген-четвертичного этапа развития и представляет собой область прогибания, которой в верхних слоях разреза соответствует также обширное прогибание, а по подошве земной коры — крупный свод. Это свидетельствует



о том, что ведущими процессами в формировании современной морфологии земной поверхности и поверхности Мохо являются активные процессы опускания первой и поднятия второй, обусловленные, вероятнее всего, стремлением земной коры к изостазии. Как следствие этого, интегральная корреляция между неотектоническим и современным рельефом земной поверхности и рельефом поверхности Мохо намного сильнее, нежели между последним элементом и полями гравитационных аномалий. Это связано с тем, что гравитационные аномалии отражают суммарный эффект неоднородностей вещественного состава и структуры земной коры, в том числе и ее верхнего, осадочного слоя.

**Линия Нижневартовск — Томск — Кемерово** протяженностью свыше 800 км проложена в пределах Центрально-Западно-Сибирской системы [Сурков, Жеро, 1981; и др.]. Главной особенностью тектонического развития этой части Западно-Сибирской плиты было образование в триасовый период рифтогенных структур, представленных системой грабен-рифтов: Колтогорско-Уренгойского, Усть-Тымского, Чузикского и других; это определило последующую тектоническую активность и контрастность вертикальных движений общего и локального планов. Пересекая геосинклинальные структурно-формационные зоны вкрест их простирания, названные грабен-рифты образовали блоки фундамента, имеющие тенденцию к устойчивому поднятию в течение всего мезозоя и кайнозоя. К таким блокам относятся Нижневартовский, Назино-Сенькинский антиклинорий, Тибинакский выступ и др. Благодаря их устойчивому поднятию в осадочном мезозойско-кайнозойском платформенном чехле образовались соответствующие региональные поднятия: Нижневартовское, Александровско-Васюганское и Сенькино-Пудинское. А на месте рифтовых зон фундамента развились Колтогорско-Уренгойский, Аганский, Усть-Тымский, Чузикский и другие желоба. При этом отмечалось [Сурков, Жеро, 1981], что наиболее контрастные вертикальные движения в конце кайнозоя испытывала область бортовых зон желобов, и в первую очередь Колтогорско-Уренгойского. Структуры же рифтовых зон испытывали неравномерное нисходящее движение.

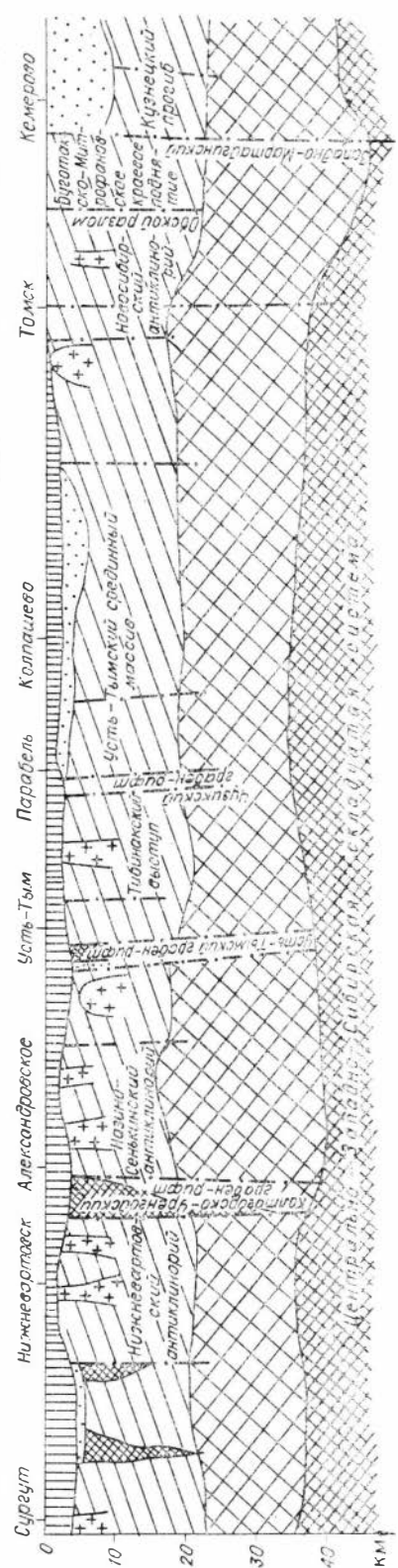
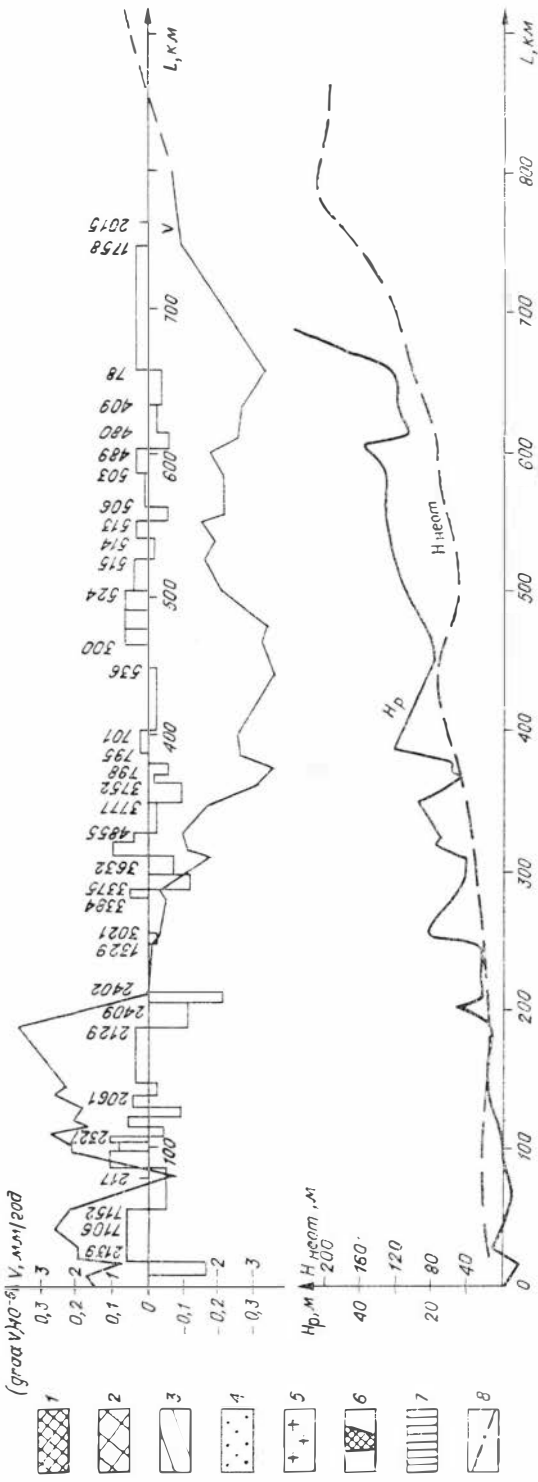
Линия нивелирования (рис. 3) начинается в юго-восточной части Нижневартовского инверсионного антиклинория; затем она пересекает Назино-Сенькинский инверсионный антиклинорий, проходя по его северо-западной части, заключенной между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами и сложенной интенсивно дислоцированными комплексами позднего докембрия [Там же, 1981]. Как видно из геолого-геофизического разреза земной коры, в рельефе поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента структура мегаантиклинория выражена крупной зоной поднятия с относительным превышением сводовой части в 500—800 м. В осадочном чехле этому антиклинорию соответствует Александровско-Васюганское поднятие. Интересно отметить одну особенность глубинного строения земной коры в пределах Назино-Сенькинского антиклинория: на участке Александровское — Усть-Тым отмечается локальное увеличение мощности коры за счет базальтового слоя (его мощность 24 км при общей мощности земной коры 42 км). Такое увеличение В. С. Сурков и О. Г. Жеро связывают с процессами рифтогенеза в начале мезозоя, когда сформировалась система грабен-рифтов. Раздвиг литосферных плит, вызванный рифтогенезом, обусловил за счет тангенциальных напряжений подъем участка земной коры, заключенного между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским рифтами, и образование на

Рис. 2. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования I класса Курган — Новосибирск — Красноярск.

Здесь и далее  $V$  — кривая скоростей современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК);  $m\gamma$  — доверительный интервал возможных ошибок определения скоростей СВДЗК;  $H_p$  — высоты земной поверхности;  $H_a$  — кривая амплитуд новейших движений;  $M$  — рельеф поверхности Мохорывича;  $V_r$  — поверхность гранитного слоя;  $\Phi$  — поверхность фундамента;  $\Delta g_B$  — аномалия силы тяжести в редукции Буге;  $\Delta g_{ост}$  — остаточная аномалия силы тяжести ( $\Delta g_{ост} = \Delta g_{набл} - \Delta g_{рег}$ ).



(градусно- $\delta$ ) V, мм/год



этом месте положительного фундамента большого радиуса кривизны. Воздыманше межрифтового блока земной коры сопровождалось увеличением мощности земной коры за счет увеличения мощности базальтового слоя и сокращения гранитно-метаморфического в результате денудационных процессов.

В результате статистического анализа изменений взаимного положения реперов при последовательном выборе за исходный каждого из реперов (см. главу 1) Тибинакский выступ оказался наиболее стабильным блоком коры, в пределах которого наблюдается наименьшая дифференцированность движений реперов. Репер 2402, расположенный на этом выступе, принят за нулевой (см. рис. 3). Судя по графику скоростей современных вертикальных движений, отмечаемое устойчивое поднятие положительных и опускание отрицательных структур фундамента продолжаются и на современном этапе развития. Так, на кривой скоростей движений четко выражены Нижневартовский и Назинно-Сенькинский антиклинории, которые относительно Тибинакского выступа поднимаются со скоростями, соответственно равными 3 и 4 мм/год.

Восточнее Усть-Тыма линия нивелирования проходит в пределах Усть-Тымского погруженного срединного массива, представляющего собой крупную блоковую структуру фундамента, перекрытую осадочными формациями среднего и верхнего палеозоя. В пределах этого массива на поздней стадии герцинского геосинклинального цикла сформировалась внутренняя Нарымско-Колпашевская впадина, расположенная в среднем течении р. Оби. В рельефе складчатого фундамента впадина отражается крупной прогнутой зоной, относительная амплитуда которой достигает 2 км. Относительно Тибинакского выступа эта впадина опускается со скоростью 3 мм/год.

Пересекаемые линией нивелирования грабен-рифты центральной части плиты представляют собой глубокие разломы-раздвиги, на всю мощность земной коры заполненные магматическими породами основного состава [Соотношение..., 1978]. Наибольшим по протяженности, амплитуде и объему магматических образований является Колтогорско-Уренгойский, пересекающий почти всю Западно-Сибирскую плиту с юга на север. Основной желоб Колтогорского прогиба, совпадающий с осевой частью разлома, в рельефе земной поверхности не находит четкого выражения (см. рис. 3), однако на графике скоростей современных вертикальных движений этот грабен-рифт фиксируется четко V-образным прогибом. Симметричность кривой скоростей на участке Нижневартовск — Усть-Тым свидетельствует об однотипном развитии крыльев раздвига Нижневартовского и Назинно-Сенькинского антиклинориев. Зона динамического влияния раздвиг в районе пересечения его линией нивелирования свыше 60 км, амплитуда скоростей вертикального смещения 3—4 мм/год, а значения горизонтальных градиентов скорости не превышают 1,5 мм/(км·год). В районах пересечения линией нивелирования Усть-Тымского и Чусовского грабен-рифтов их зоны представляют собой «вторичные сбросы» фундамента земной коры [Соотношение..., 1978; Сурков, Жеро, 1981]. Эти грабен-рифты разделяют области устойчивого прогибания и поднятия. Отмечаемая пространственно связанная с Усть-Тымским разломом приразломная складчатость крутая, с односторонней асимметрией, что отражается и на кривой скоростей вертикальных движений. Амплитуды скоростей вертикального перемещения приразломных блоков равны 4—5 мм/год.

Новосибирский инверсионный антиклинорий и Буготакско-Митрофановское поднятие, расположенные в обнаженной части Томь-Колы-

Рис. 3. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования Нижневартовск — Кемерово.

(см. главу V) · 10<sup>-6</sup> — горизонтальные градиенты скоростей СВДЗК;  $H_{\text{неот}}$  — амплитуды неокетонических движений. Схематический геолого-геофизический разрез земной коры: 1 — верхняя мантия; 2 — базальтовый, 3 — гранитно-метаморфический, 4 — осадочный слои; 5 — гранитоиды; 6 — основные и ультраосновные интрузивные тела; 7 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол; 8 — глубокие разломы.

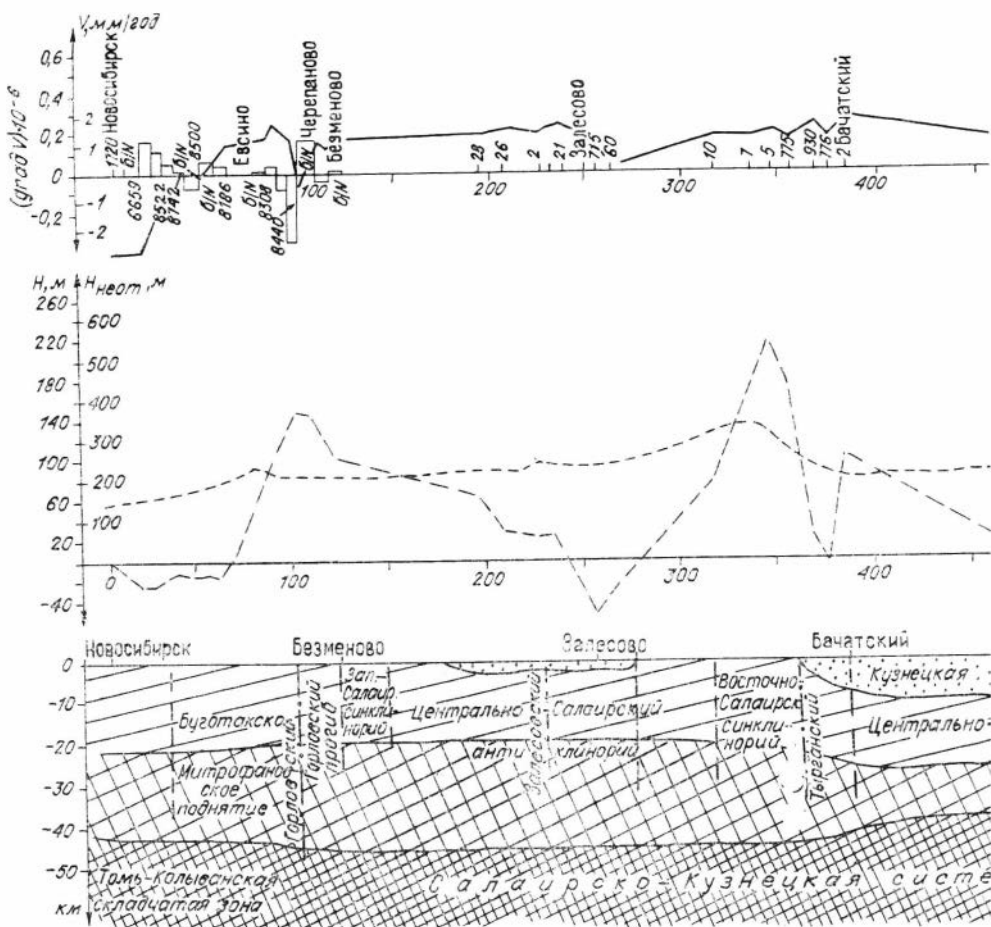


Рис. 4. Комбинированный профиль линии повторного нивелирования Новосибирск — Новокузнецк — Абакан.

Схематический геолого-геофизический разрез земной коры: 1 — осадочный, 2 — гранитно-метаморфический, 3 — базальтовый слои; 4 — верхняя мантия; 5 — разломы. Б-К — Бийско-Катунский устойчивый массив; У-Л — Уйменско-Лебедской синклинали.

ванской складчатой зоны, являются крайними юго-восточными структурами Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы плиты. Отмечают [Сурков, Жеро, 1981], что Новосибирский антиклинорий возник в верхнем палеозое на месте геосинклинального прогиба и большая его часть скрыта под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. В рельефе поверхности складчатого фундамента он выражен поднятием, над которым в осадочном чехле развит мегавал аналогичного названия. К осевой зоне Новосибирского антиклинория приурочены гранитные батолиты, гранитизация получила наибольший размах в Колыванском районе. Новосибирский антиклинорий и примыкающее к нему Буготакско-Митрофановское поднятие характеризуются интенсивными минимумами гравитационного и магнитного полей, увеличенной мощностью коры (45 км), согласным залеганием ее внутрикоровых границ. Скорости современных вертикальных движений относительно Тибийского выступа близки к нулевым значениям, т. е. можно сказать, что эти краевые структуры Западно-Сибирской плиты ведут себя стабильно, подобно указанному выступу фундамента.

Итак, совместное рассмотрение современных вертикальных движений со структурами складчатого фундамента и платформенного чехла позволяет заключить, что в пределах Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы дифференциация современных движений на локализованные зоны поднятий и опусканий обусловлена главным образом неоднородностью

строения фундамента, т. е. кривая скоростей отражает структурно-формационные зоны, нашедшие отражение как в платформенном чехле, так и в фундаменте.

Сопоставительный анализ скоростей современных вертикальных движений с неотектонической структурой и рельефом земной поверхности позволил сделать следующий вывод. Большая часть линии нивелирования расположена в пределах одной крупной неотектонической структуры Кетско-Вахского структурного залива [Варламов и др., 1970]. Южная часть ее, до Парабели, находится на площади Колпашевского структурного залива. На этом участке линии нивелирования установлена прямая линейная зависимость скоростей движений и рельефа дневной поверхности, коэффициент корреляции равен  $r_{v, H_p} = +0,73$ ,  $|\Delta r| = 0,2$ . Связь скоростей движений здесь с аномалиями силы тяжести невысокая:  $r_{v, \Delta g} = 0,47$ ;  $|\Delta r| = 0,3$ . Северная половина линии нивелирования Парабель — Нижневартовск пересекает Кетско-Тымский прогиб — наиболее прогнутую часть Кетско-Вахского структурного залива. Для Кетско-Тымского прогиба определена обратная линейная зависимость между скоростями современных вертикальных движений и рельефом дневной поверхности и аномалиями силы тяжести; коэффициенты корреляции соответственно равны:  $r_{v, H_p} = -0,70$  и  $r_{v, \Delta g} = -0,64$ .

**Линия Новосибирск — Новокузнецк — Абакан** протяженностью свыше 1200 км пересекает с северо-запада на юго-восток окраинные тектонические структуры Томь-Колыванской складчатой зоны герцинского возраста Западно-Сибирской плиты (Новосибирский антиклинорий, Буготакско-Митрофановское поднятие), Горловский прогиб и салаирские структуры Салаирско-Кузнецкой складчатой системы (рис. 4). Прежде всего сле-

дует отметить особенность развития структур Салаирско-Кузнецкой системы: унаследованные синклиналии (Западно-Салаирский, Восточно-Салаирский, Центральнo-Кузнецкий, Уйменско-Лебедской, Арбатский) на протяжении геосинклинальной истории своего развития тесным образом взаимодействовали непосредственно с базальтовым слоем земной коры, так как к началу геосинклинального периода под прогибами гранитно-метаморфический слой или отсутствовал совсем, или был очень малой мощности [Тектоника..., 1973]. После завершения складчатости образовавшиеся унаследованные антиклиналии и синклиналии имели различные состав пород и мощность гранитно-метаморфического слоя. Последовавшее за этим пзостатическое уравнивание привело к тому, что синклиналии зоны, как участки, имеющие меньшую мощность гранитно-метаморфического слоя, но сложенные более плотными образованиями, продолжали унаследованно опускаться, а разделяющие их зоны унаследованных антиклиналиев с увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя — воздыматься. Исключением является Центральнo-Салаирский крупный антиклинорий, который, так же как и синклиналии, подвергся общему опусканию. Образование Залесовской впадины, пересекающей большую часть Центральнo-Салаирского антиклинория, свидетельствует о продолжавшемся его опускании. Это отчетливо отразилось и в рельефе земной поверхности (см. график высот земной поверхности на рис. 4). Для этого антиклинория характерны пониженные аномалии силы тяжести, увеличенная мощность верхней части консолидированной коры (22 км), увеличенная мощность земной коры в целом (43 км).

На месте синклиналиев зон вначале образовались внутренние прогибы, а в последующем унаследованно-наложенные впадины: крупная Кузнецкая, Южно-Миусинская и др. В пределах унаследованных синклиналиев мощность земной коры уменьшена (поверхность Мохо испытывает региональный подъем) и составляет 40—42 км. Но мощность верхней части земной коры увеличена за счет осадочных образований в пределах унаследованно-наложенных впадин. Особенно увеличенной мощностью верхней части земной коры характеризуется Кузнецкая впадина — 30 км при общей мощности земной коры 38—40 км. Для этой впадины отмечается наименьшая мощность базальтового слоя: 8—10 км.

Пересекаемые линией нивелирования срединные массивы Салаирско-Кузнецкой системы — Бийско-Катунский и Мрасский — являются более стабильными структурами, но, так же как и антиклиналии, характеризуются повышенной средней плотностью земной коры, связанной с интрузиями основного состава, и несколько уменьшенной мощностью верхней части консолидированной коры. Мощность гранитно-метаморфического слоя в них составляет 18—20 км.

При обработке данных повторного нивелирования рассматриваемой линии статистическим методом наиболее стабильными оказались реперы, расположенные на Бийско-Катунском устойчивом массиве, — реперы 1955, 2100, 2066, 2164, из них репер 2066 взят за нулевой уровень отсчета скоростей вертикальных движений по линии. Как видно из рис. 4, скорости вертикальных движений, вычисленные относительно репера 2066, на протяжении всего профиля изменяются от  $-3,0$  до  $+2,5$  мм/год, амплитуда изменения скорости не превышает 6 мм/год. Новосибирский антиклинорий опускается, а Бугогакско-Митрофановское поднятие герцинского возраста и граничащие с ним салаирские структуры Салаирско-Кузнецкой системы имеют небольшие относительные скорости поднятия. По-видимому, складчатые структуры салаирид, некогда простиравшиеся далеко на север, в пределы Западно-Сибирской плиты, а в последующем переработанные герцинским циклом тектогенеза [Тектоника..., 1973], развиваются на современном этапе идентично со структурами герцинского возраста, прилегающими к ним. На графике скоростей и градиентов этих скоростей в районе реперов 8440 и 8301 четко выражена зона Горловского (Горловско-Зарубинского) глубинного разлома. К разлому в его средин-

ной части приурочен Горловский краевой прогиб, современная структура которого представляет собой узкий вытянутый грабен, развившийся в приосевой зоне некогда широкого прогиба. На графике скоростей движений Горловский разлом выражается как сдвиговая зона с наличием узкого приразломного участка прогибания, т. е. график скоростей близок к симметричному. Салаирский кряж и ряд разломов фундамента этого района на графике скоростей вертикальных движений четкого отражения не нашли: их вертикальные подвижки не отличаются от подвижек соседних структур.

График скоростей современных вертикальных движений в пределах Центрально-Кузнецкого синклинория отражает характерные особенности его развития. Так, в центральной части Кузбасса (в районе Новокузнецка) зафиксированы зона максимального прогибания и максимальная мощность угленосных отложений. Этой зоне унаследованного синклинория соответствуют и максимальные скорости опускания земной поверхности. В Присалаирском крыле скорости движения почти такие же, как и в зоне Центрально-Салаирского унаследованного антиклинория. Южно-Минусинской наложенной впадине соответствуют небольшие значения скоростей относительного опускания, поскольку линия нивелирования проходит по юго-западному окончанию впадины.

На рис. 4 изображен построенный по «Карте новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири» [1981] график неотектонических движений, из которого видно, что суммарные амплитуды неотектонических движений в пределах всего Салаиро-Кузнецкого крупного приподнятого блока (новейшего щита), охватывающего все структуры Салаирско-Кузнецкой системы, изменяются от 150 до 200 м и только в районе Салаирского кряжа амплитуда достигает 350 м. В Кузнецко-Томском прогибе (участки от репера 2, Бачатский и восточнее Новокузнецка) амплитуды неотектонических движений не превышают 200 м. Кузнецко-Томский прогиб испытал в неоген-четвертичное время слабое поднятие, которое, судя по графику скоростей вертикальных движений, продолжается и на современном этапе развития [Варламов и др., 1970].

Кузнецко-Алатауское сводово-глыбовое новейшее поднятие, заключенное между Кузнецкой впадиной на западе и Южно-Минусинской впадиной на востоке, несмотря на высокие неотектонические движения (амплитуда достигает 1000 м), характеризуется очень низкими значениями относительных опусканий (приближаясь к нулевым). По-видимому, опускающиеся на современном этапе прилегающие к Кузнецко-Алатаускому поднятию впадины оказывают на него влияние.

Итак, выполненный комплексный анализ результатов повторного нивелирования линии Новосибирск — Новокузнецк — Абакан позволил сделать следующие выводы:

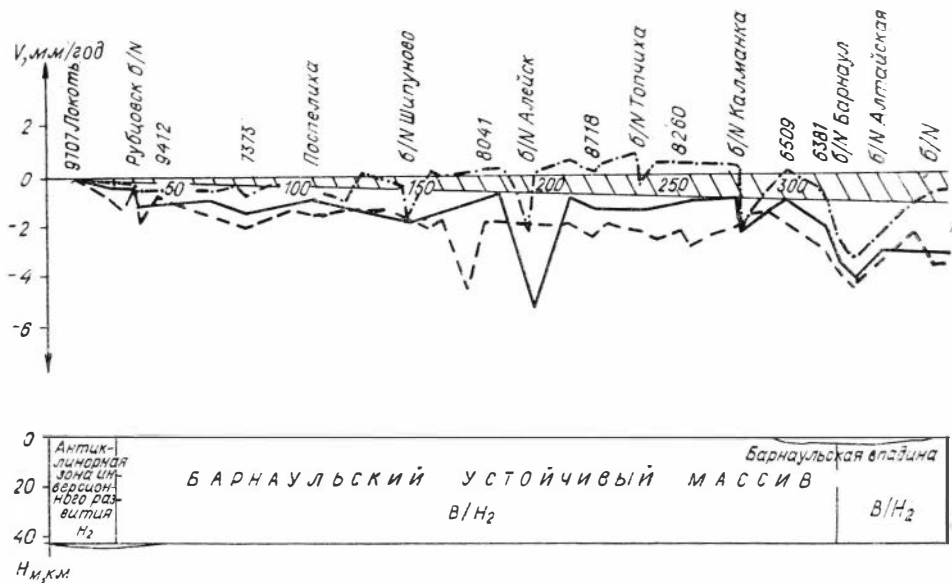
— наиболее стабильными блоками земной коры Салаирско-Кузнецкой складчатой системы являются Бийско-Катунский устойчивый массив и Мрасский срединный массив;

— направленность современных подвижек не везде совпадает с направленностью голоценовых поднятий;

— Горловский глубинный разлом отображается в скоростях современных вертикальных движений как сдвиговая зона;

— в результате корреляционного анализа скоростей вертикальных движений с высотами рельефа земной поверхности и с аномалиями силы тяжести в редукции Буге установлены линейная обратная зависимость между скоростями движений и рельефом дневной поверхности (коэффициент корреляции равен  $r_{V, H_p} = -0,60$ ;  $|\Delta r| = 0,16$ ) и линейная невысокая зависимость между этими скоростями и аномалиями силы тяжести (коэффициент корреляции равен  $r_{V, \Delta g} = 0,40$ ;  $|\Delta r| = 0,21$ ).

**Линия Рубцовск — Барнаул — Новосибирск** протяженностью 550 км своей южной половиной (реперы 9707—8277, Локоть — Алтайская)



пересекает с юга на север Барнаульский устойчивый массив, остальной частью сечет мобильную зону сопряжения Западно-Сибирской плиты с Алтае-Саянской областью. Высокоточное нивелирование линии выполнено 3 раза: в 1932—1933, 1955 и 1980 гг. На рис. 5 нанесены графики изменения скорости вертикальных движений за периоды 1932—1955, 1955—1980 и 1932—1980 гг. Для вычисления суммарной ошибки определения скорости, которая могла накопиться в разности результатов двух нивелировок при их последовательном сопоставлении на отрезке хода длиной 550 км, использована известная методика. На рис. 5 показан доверительный интервал возможных ошибок определения скорости движений для периода 1932—1955 гг., когда случайные среднеквадратические ошибки нивелирования были максимальными. Как видно из рисунка, суммарные ошибки определения скорости движений (не более  $\pm 2.00$  мм) на расстоянии 550 км более чем в 5 раз меньше значений скоростей, полученных за период 1932—1955 гг., в 3 раза меньше значений скорости 1932—1980 гг., а значения скоростей движений за период 1955—1980 гг. находятся в пределах доверительного интервала ошибок, за исключением участка, соответствующего Барнаульской впадине. Исходя из этого, можно считать, что высотные изменения по ходу Локоть — Барнаул — Новосибирск вполне достоверны и могут быть объяснены в основном вертикальными движениями земной поверхности за 1932—1955 и 1932—1980 гг.

При анализе характера подвижек отчетливо видна различная мобильность двух крупных участков земной коры: почти стабильное положение в течение 50 лет всего Барнаульского устойчивого массива и интенсивные подвижки относительно него зоны сопряжения Западно-Сибирской плиты с Алтае-Саянской областью, особенно Новосибирского инверсионного антиклинария. Так, если скорость движения Барнаульского массива в целом 1,0—2,0 мм/год, то скорость движения зоны сопряжения меняется в разные эпохи от  $-1,5$  до  $-9,0$  мм/год, причем для этой зоны зафиксирован колебательный характер движений: интенсивное опускание за 23-летний период (1932—1955 гг.) и поднятие земной поверхности за последний 25-летний период (1955—1980 гг.). Кроме того, на графиках скоростей вертикальных движений отчетливо видно, что на фоне регионального поднятия или опускания крупных блоков земной коры происходит более интенсивное опускание локальных структур. Например, в пределах Барнаульского устойчивого массива Барнаульская наложенная впадина на протяжении 50 лет испытывает опускание почти с постоянной скоростью,

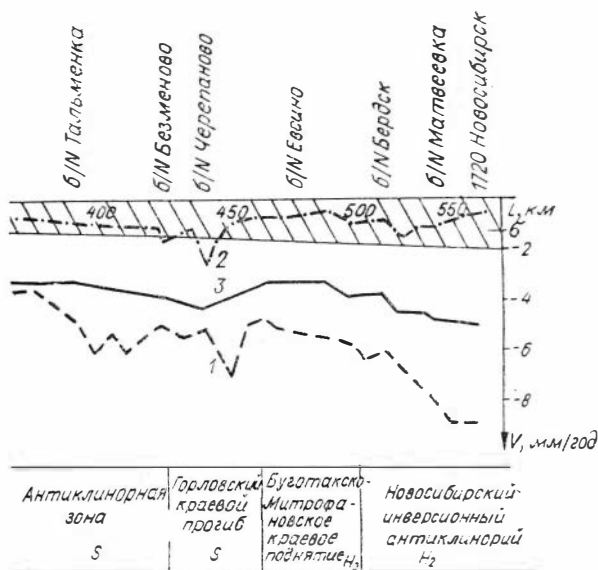


Рис. 5. Графики скоростей СВДЗК по линии Рубцовск — Барнаул — Новосибирск за 1932—1955 (1), 1955—1980 (2), 1932—1980 гг. (3).

$H_2$  — область позднегерцинской складчатости; В/ $H_2$  — области байкальской складчатости, переработанные герцинем тектогенезом; S — область салаирской складчатости;  $\sigma$  — доверительный интервал возможных ошибок определения СВДЗК для периода 1932—1955 гг.

равной 3 мм/год. Впадина по латерали (с юга на север) не разрастается, так как на графиках скоростей вертикальных движений, построенных для двух эпох, границы впадины четко совпадают.

**Линия Усть-Ишим — Татарск — Кулунда — Семипалатинск.** Чтобы по-

казать современное развитие в целом одной из крупнейших неотектонических структур Западной Сибири — Кулундинско-Барабинской крупной впадины, — рассмотрен профиль Усть-Ишим — Семипалатинск, объединяющий несколько линий повторного нивелирования. Протяженность профиля 1500 км.

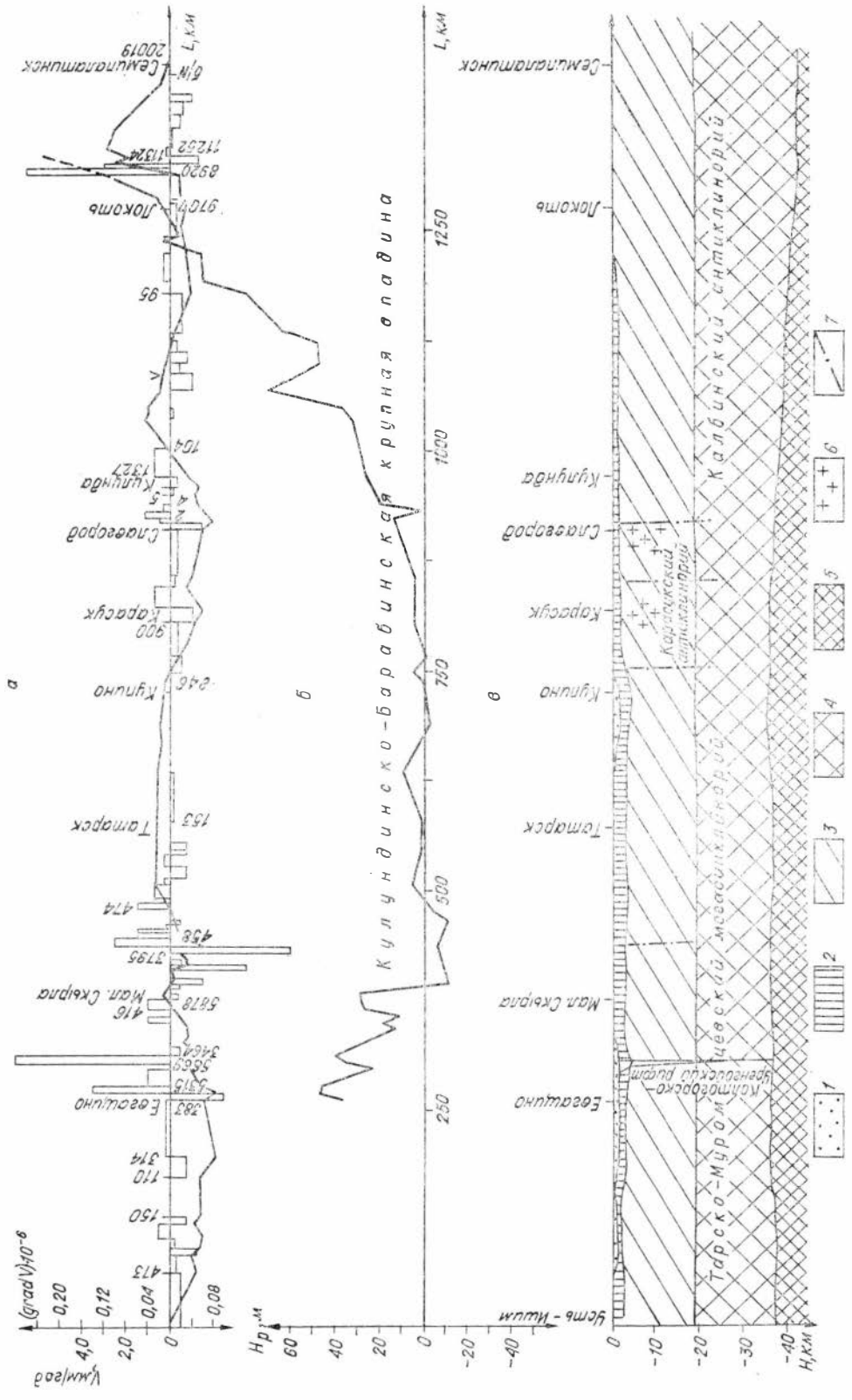
Судя по графику скоростей вертикальных движений (рис. 6), эта отрицательная структура менее четко выражена в современных движениях, нежели в рельефе дневной поверхности. Зафиксированы незначительные колебания значений скоростей современных вертикальных движений (около  $\pm 2$  мм/год) в пределах всей впадины; амплитуда же подвижек отдельных участков относительно блока земной коры Локоть — Семипалатинск, находящегося за пределами впадины, достигает 5 мм/год. Затухает современная активность п Колтогорско-Уренгойского грабей-рифта, линия повторного нивелирования пересекает его южное окончание. Развивающимся впадинам осадочного чехла соответствуют отрицательные значения скорости вертикальных движений. Подобная впадина, развитая в районе Купино, согласно графику скоростей вертикальных движений, разрастается в сторону Кулунды.

Из геолого-геофизического разреза земной коры по рассматриваемому профилю видно (см. рис. 6), что мощность мезозойско-кайнозойского чехла достигает 3 км, а гранитно-метаморфического слоя — 18—19 км [Геологическое строение..., 1971]. Мощность земной коры в центральной части Кулундинско-Барабинской впадины уменьшена.

**Линия Омск — Павлодар.** Данная линия повторного нивелирования проложена в зоне сочленения каледонских структур Западной Сибири и раннегерцинских структур Северного Казахстана, северной своей половиной она проходит вдоль осевой части Иртышского краевого прогиба, а южной пересекает синклинорную зону унаследованного развития (рис. 7, а). Иртышский прогиб — это краевая структура Западно-Сибирской плиты начального развития северо-западного простирания [Там же], которая, согласно данным ГСЗ, разбита по простиранию поперечными горстовыми поднятиями. Два таких поднятия — выступа фундамента — пересекает линия нивелирования. В рельефе поверхности складчатого фундамента и в мезозойско-кайнозойском чехле над прогибом развиты локальные прогибы и впадины; мощность вулканогенно-осадочных толщ триаса в пределах Иртышского прогиба изменяется от 1 до 5 км.

Графики превышений реперов ( $h$ ) и скорости их изменения ( $V_h$ )





за период 1941—1979 гг. отчетливо фиксируют дальнейшее опускание Омской впадины относительно выступа фундамента (Карасукского массива) и спокойного 100-километрового участка, расположенного в синклирной зоне унаследованного развития (см. рис. 7, а; от репера 2252 до репера 1632). Незначительная (2 мм/год) скорость поднятия участка Чарлак — Урлютюб (от репера 319 до репера 310), по-видимому, связана с продолжающимся процессом изостатического регулирования, о чем свидетельствуют локальный прогиб в рельефе поверхности Мохо (6—8 км) и фундамента, с одной стороны, и подъем рельефа дневной поверхности — с другой. Небольшой выступ фундамента в районе Урлютюб — Железинка тоже испытывает относительное поднятие, как структура, расположенная между двумя разломами-раздвигами. В районе репера 716 линия пересекает зону крупного Павлодаро-Купинского разлома, генетически связанного с позднепалеозойскими движениями блоков земной коры [Геологическое строение..., 1971]. Полагают, что в позднем палеозое вдоль всего разлома произошел правосторонний сдвиг; кроме того, юго-восточное его крыло испытывало еще и надвиги в северо-западном направлении. Судя по графику изменения скорости современных вертикальных движений, существенных вертикальных подвижек по Павлодаро-Купинскому разлому-сдвигу не происходит, а по горизонтальным движениям нет данных. То же самое наблюдается и при пересечении этого разлома линией нивелирования Тарышта (Татарск)— Павлодар (см. рис. 7, б). Плановое положение реперов линий нивелирования и разлома показано на рис. 7, в.

**Линия повторного нивелирования Тарышта (Татарск)— Павлодар** протяженностью около 400 км проложена в пределах Центрально-Казахстанской складчатой системы. График скоростей современных вертикальных движений (рис. 8) фиксирует опускание структур позднегерцинской складчатости относительно структур раннегерцинской, разграниченных Павлодаро-Купинским разломом. Два орогенных бассейна: Тарско-Муромцевский мегасинклиорий и Купинский прогиб, выраженные прогибами в рельефе поверхности геосинклинальных образований и в осадочном чехле, — на графике скоростей движений не находят особого выражения, в то время как на графике высот ( $h_p$ ) Купинский прогиб отчетливо вырисовывается.

Таким образом, при комплексном анализе данных повторного нивелирования линий Омск — Павлодар и Тарышта — Павлодар выявлено, что, во-первых, осадочный чехол сглаживает контрастность современных вертикальных движений; во-вторых, блок земной коры, расположенный между двумя раздвигами, испытывает поднятие; в-третьих, можно предполагать действие механизма локального изостатического регулирования, например на участке земной коры Черлак — Урлютюб, где прогибание поверхности Мохо и поверхности фундамента вызвано поднятием земной поверхности в неотектонический и современный этапы развития; в-четвертых, Павлодаро-Купинский разлом-сдвиг надо считать границей резкого изменения характера кривой скоростей современных вертикальных движений: над отрицательными структурами фиксируются относительно повышенные значения скоростей вертикальных движений, над положительными — пониженные.

В отношении корреляции скоростей вертикальных движений с полем силы тяжести здесь следует ожидать обратной связи.

**Линия Ачинск — Туруханск — Дудинка** совпадает с тектонической границей, отделяющей Западно-Сибирскую плиту от Сибирской платформы. Первое нивелирование II класса выполнено в 1938—1942 гг. В 1968—

Рис. 6. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования Усть-Ишим — Татарск — Семипалатинск.

Схематический геолого-геофизический разрез: 1 — осадочный слой; 2 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол; 3 — гранитно-метаморфический, 4 — базальтовый слой; 5 — верхняя мантия; 6 — гранитоиды; 7 — разломы.

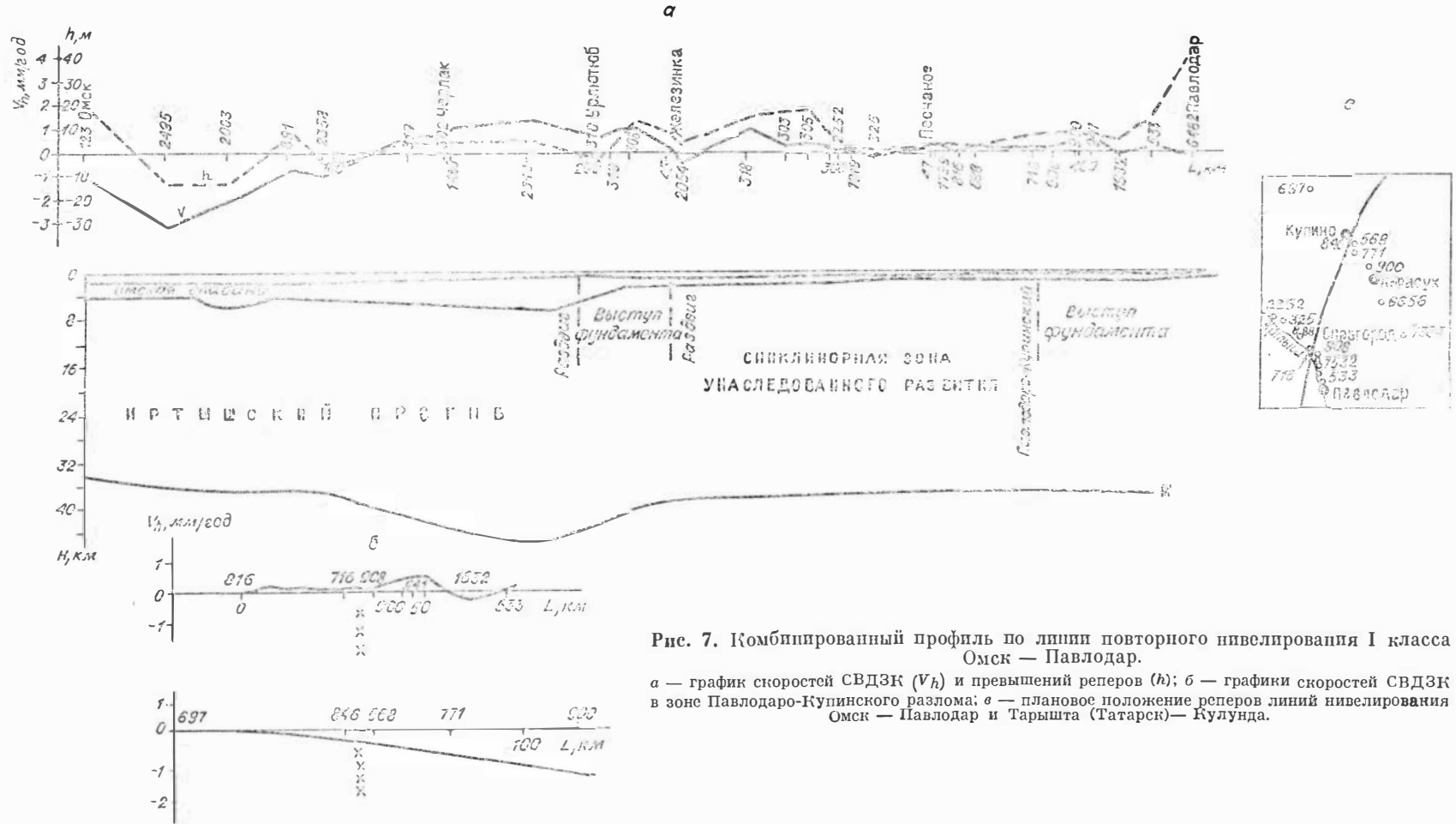


Рис. 7. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования I класса Омск — Павлодар.  
 а — график скоростей СВДЗК ( $V_h$ ) и превышений реперов ( $h$ ); б — графики скоростей СВДЗК в зоне Павлодаро-Кулундинского разлома; в — плановое положение реперов линий нивелирования Омск — Павлодар и Тарышта (Татарск)—Кулунда.

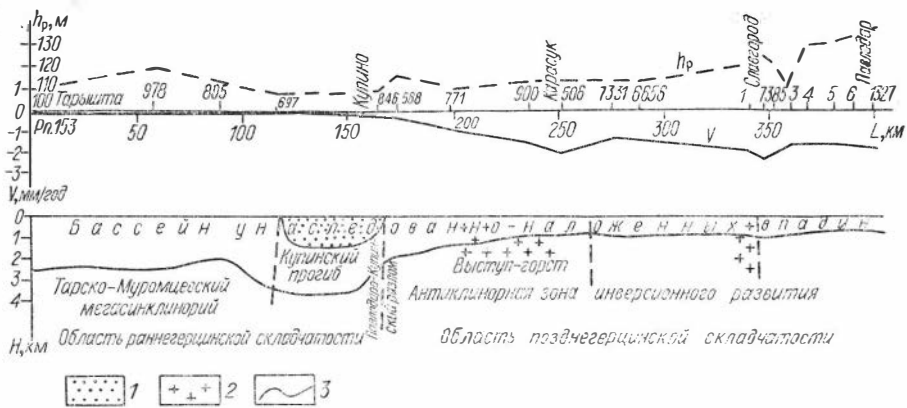


Рис. 8. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования Тарышта — Павлодар.

1 — прогиб, заполненный вулканогенно-осадочными породами; 2 — гранитные массивы; 3 — рельеф поверхности геосинклинальных комплексов. V — график скоростей вертикальных движений;  $h_p$  — график превышений реперов.

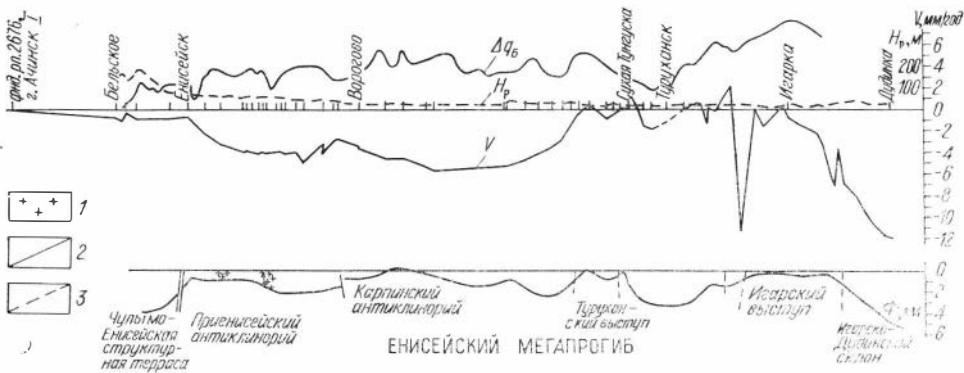


Рис. 9. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования Ачинск — Дудинка

Схематический геолого-геофизический разрез: 1 — интрузивные тела; 2 — разломы, разграничивающие блоковые структуры; 3 — главные разломы внутри структурно-формационной зоны.  $\Delta g_B$  — аномалии силы тяжести в редукции Буге; Ф — поверхность фундамента.

1972<sup>1</sup> гг. трасса перекрыта нивелированием I класса, протяженность ее 2000 км. Качество характеризуется такими средними квадратическими случайными и систематическими ошибками:  $\eta_{1938} = \pm 1,08$  мм/км,  $\sigma_{1938} = \pm 0,02$  мм/км,  $\eta_{1968} = \pm 0,05$  мм/км,  $\sigma_{1968} = \pm 0,02$  мм/км. Сопоставление полученных скоростей вертикальных движений с возможными ошибками их определения показало, что скорости движений во много раз превышают ошибки их определения. Как видно из рис. 9, зафиксировано интенсивное современное прогибание областей Приенисейского региона полулатформенных образований позднего протерозоя относительно выступов фундамента; наибольшее прогибание относится к Северо-Енисейской крупной структурной ступени, особенно к ее Игарско-Дудинскому склону, скорость прогибания которого достигает 10 мм/год. Данные повторного нивелирования хорошо коррелируют со структурами земной коры; в частности, они указывают на дальнейшее прогибание Енисейского мегапрогиба и особенно интенсивное развитие Игарско-Дудинского склона. Разрывные нарушения в новейшей структуре Северо-Енисейск с крупной ступени имеют подчиненное значение. На кривой скоростей (см. рис. 9) они хорошо фиксируются как границы крупных структур земной коры.

## 2.2. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**Линия Красноярск — Иркутск — Чита.** Современные вертикальные движения земной коры в южной части Сибирской платформы, Байкальской рифтовой и Западно-Забайкальской глыбово-волновой зонах, как уже отмечалось выше, изучены геодезическим методом много лучше, чем в других регионах подобного типа развития.

Линия повторного нивелирования I класса Красноярск — Иркутск — Чита пересекает исследуемую территорию с запада на восток. Поскольку эта линия является опорной при изучении современных вертикальных движений Сибири, то к анализу результатов ее нивелирования исследователи обращались неоднократно [Колмогоров, Колмогорова, 1968; Колмогоров и др., 1971; Колмогорова, 1977; Фотиади и др., 1980]. Так, нами [Колмогоров, Колмогорова, 1968] рассмотрена совокупность геофизических данных, геоструктурных элементов и скорости вертикальных движений по линии Красноярск — Иркутск. Анализ связи режима современных вертикальных движений (скорости, градиенты) с особенностями геологического строения по профилю Красноярск — Чита, пересекающему три разнородных геологических региона Сибирской платформы, приведен в работе В. Г. Колмогорова и др. [1971], а современные деформации земной поверхности по рассматриваемому профилю описаны в сборнике «Современные деформации...» [Фотиади и др., 1980]. Так как результаты комплексного детального анализа опубликованы ранее, то в настоящей работе приведены результирующие данные.

На рис. 10 нанесены график накопления разностей средних превышений за период с 1938—1943 по 1957—1965 гг. (за нулевой репер принят Красноярск), график горизонтальных градиентов скоростей и доверительный интервал значений скорости вертикальных движений (накопленные случайные среднеквадратические ошибки вычисления средних превышений). Сопоставление геодезических и геолого-геофизических данных позволило сделать следующие выводы.

1. Отсутствие значительных по величине систематических ошибок в целом по линии нивелирования Красноярск — Чита и повсеместная согласованность движений реперов с геоструктурными элементами разного порядка дают основание говорить о тектонических движениях блоков земной коры Сибири.

2. Все древние блоки земной коры юга Сибирской платформы, кроме Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин, характеризуются положительными значениями скорости вертикальных движений. Максимальные скорости поднятия относятся к Иркутскому выступу — массиву архейских пород.

3. Характер изменения скоростей вертикальных движений в пределах структурных элементов, расположенных на отрезке линии Красноярск — Иркутск, хорошо согласуется с особенностями их геологического развития. Подобная корреляция может служить доказательством, что данные повторного нивелирования отражают современные тектонические движения и что привлечение к анализу и геологических, в том числе неотектонических, данных позволяет делать заключение об унаследованности современными движениями земной коры подобных движений более древних периодов или их инверсии.

4. Современное региональное поднятие Байкальского свода не вызывает сомнений. Скорость вертикальных движений в Байкальской рифтовой зоне достигает +14 мм/год. В пределах Западно-Забайкальской глыбово-волновой зоны мезозойской активизации график изменения превышений отражает постепенное снижение к востоку интенсивности современных движений.

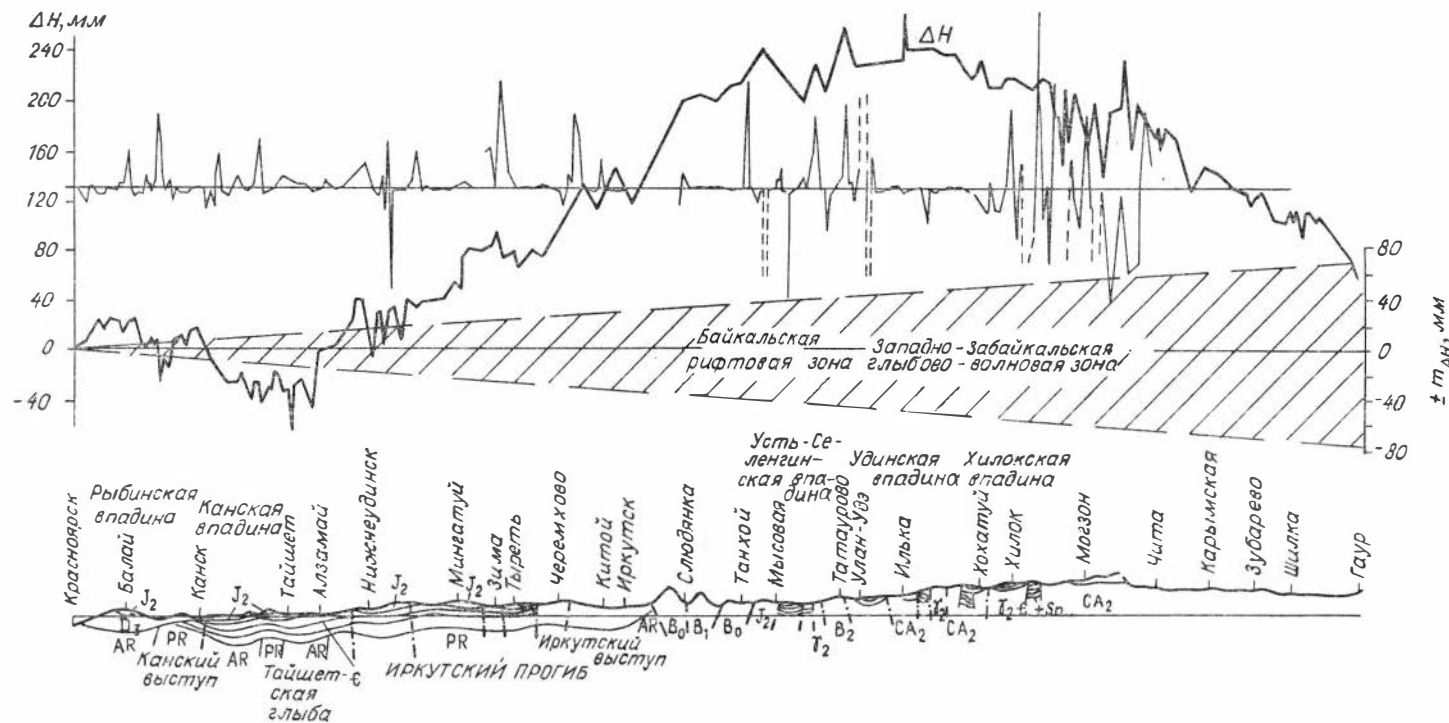
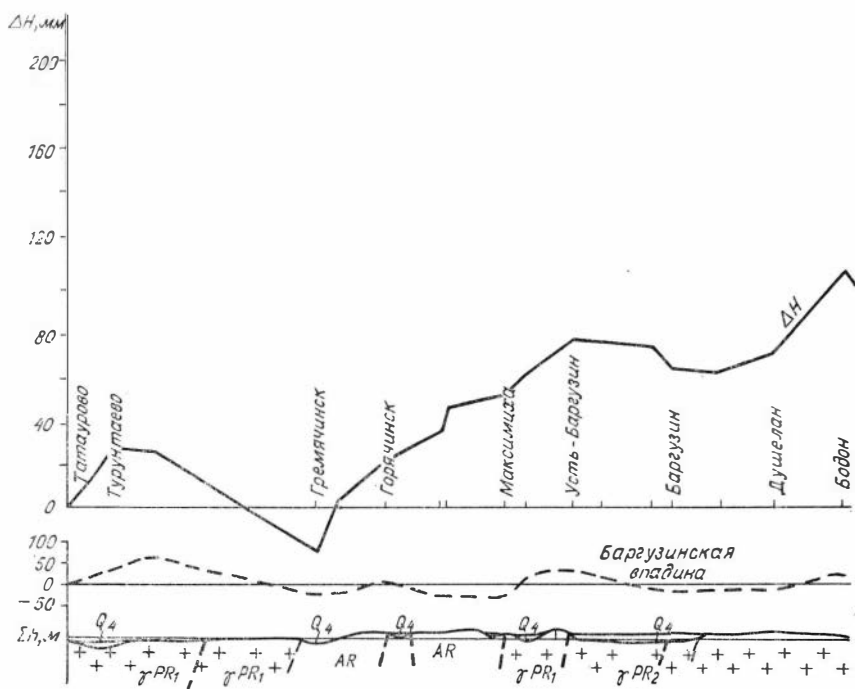


Рис. 10. График изменения высот ( $\Delta H$ ) и геологический разрез по линии повторного нивелирования Красноярск — Чита.  $\pm m_{\Delta H}$  — доверительный интервал значений скорости вертикальных движений. Области байкальской складчатости:  $B_0$  — выступы структур в ядрах антиклинориев,  $B_1$  — нижний структурный ярус,  $B_2$  — верхний структурный ярус;  $\gamma$  — позднеорогенные гранитоиды;  $CA_2$  — верхний структурный ярус области каледонской складчатости.

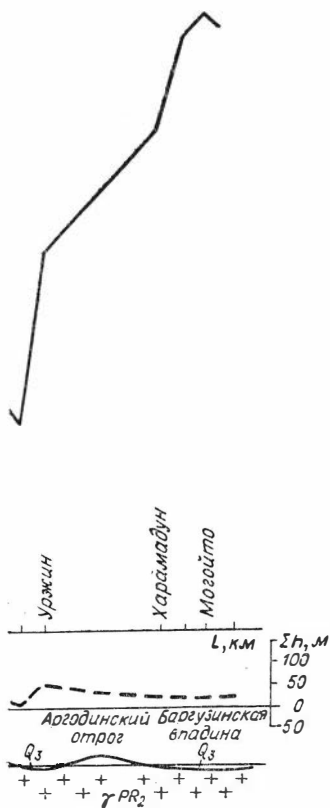


**Линия Татаурово — Баргузин — Могойто.** Протяженность ее 470 км, проложена вдоль хребтов, окаймляющих оз. Байкал. Первое нивелирование выполнено предприятием ГУГКа в 1938—1941 гг., повторное — в 1970—1972 гг. О качестве нивелирования свидетельствуют средние квадратические ошибки на 1 км хода:  $\eta_{1972} = \pm 0,9$  мм/км,  $\eta_{1938} = \pm 1,2$  мм/км,  $\sigma_{1938} = \pm 0,25$  мм/км,  $\sigma_{1972} = \pm 0,02$  мм/км. Полученные скорости вертикальных движений оценивались по методике, описанной в главе 1. Результаты оценки [Колмогорова, 1977] и сопоставление графика изменения высот нивелирных знаков ( $\Delta H$ ) и графика накопления разностей средних превышений ( $\Sigma \Delta$ ) (рис. 11) однозначно указывают на то, что на большинстве участков профиля вычисленные скорости вертикальных движений во много раз превышают ожидаемые средние квадратические ошибки их определения; изменение превышений ( $\Delta H$ ) на ряде участков также в несколько раз больше величин накопленных остаточных систематических ошибок.

В геологическом отношении рассматриваемый профиль расположен в пределах региональной структуры Северо-Восточного Прибайкалья — Баргузинской складчатой системы поздних байкалид. Эта структура прослеживается на протяжении 400 км при переменной ее ширине от 60 до 100 км, будучи ограниченной на западе и юго-востоке соответственно Восточно-Прибайкальской и Усть-Селенгинско-Витимской зонами глубинных разломов. Особенностью названной региональной структуры является довольно однородное глубинное строение, устанавливаемое как по геологическим, так и по геофизическим данным [Сейсмогеология ..., 1968]. На большей площади эта структура сложена главным образом гранитоидами баргузинского комплекса и представляет собой плутон. Предполагается, что участок в верховьях р. Баргузин и низовьях р. Ча-ры представляет собой наиболее глубинную часть плутона, которая ныне обнажена в результате последующего поднятия и эрозии.

Рис. 11. Комбинированный профиль и геологический разрез по линии повторного нивелирования Татаурово — Горячинск — Могойто.

$\Delta H$  — изменение высот;  $\Sigma h$  — рельеф земной поверхности. Геологический разрез:  $Q_3, Q_4$  — третичные и четвертичные отложения,  $\gamma PR$  — протерозойские гранитоиды баргузинского комплекса,  $AR$  — архейские комплексы.



Дифференциация тектонических движений согласуется здесь с неотектоническими структурами, выраженными в рельефе земной поверхности (кривая  $\Sigma h$  на рис. 11). Анализируемый профиль сначала идет по северным отрогам хр. Улан-Бургасы (участок Татаурово — Гремячинск), затем на протяжении 100 км — по структурам, расположенным в области перехода от этого хребта к Байкальской депрессии (участок Горячинск — Усть-Баргузин). Одной из таких структур является Усть-Баргузинская впадина, выполненная рыхлыми образованиями и отделенная от Баргузинской впадины невысокой горной перемычкой — Шаманским порогом. Далее профиль проходит в области сопряжения Баргузинской впадины с Баргузинским хребтом (до пос. Баргузин), пересекает Баргузинскую впадину по юго-западной периклинали замыкания ее внутренней котловины (Джидаканской), затем идет по своеобразным антиклинальным структурам — подземным продолжениям отрогов Икатского хребта, обрамляющего Баргузин-

скую впадину с востока. Одним из таких отрогов хребта является Аргодинский. Наконец профиль вновь пересекает Баргузинскую впадину в северо-восточной ее части по другой периклинали замыкания Хонхинской внутренней котловины (район Могойто). Кривая изменения превышений  $\Delta H$  по профилю отображает общее поднятие всей региональной положительной структуры, скорости поднятия которой возрастают в северо-восточном направлении. Баргузинская впадина, как видно на рис. 11, не нашла достаточно яркого отображения на кривой  $\Delta H$ . В частности, на ней не фиксируются интенсивное погружение и раз-

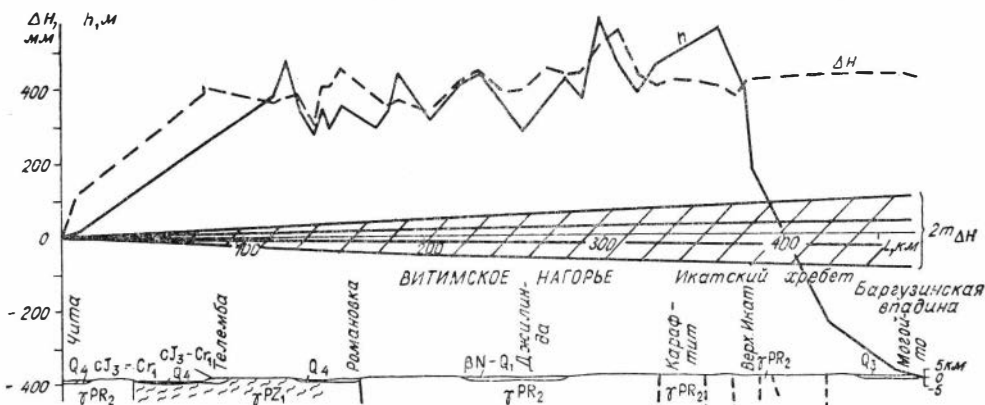
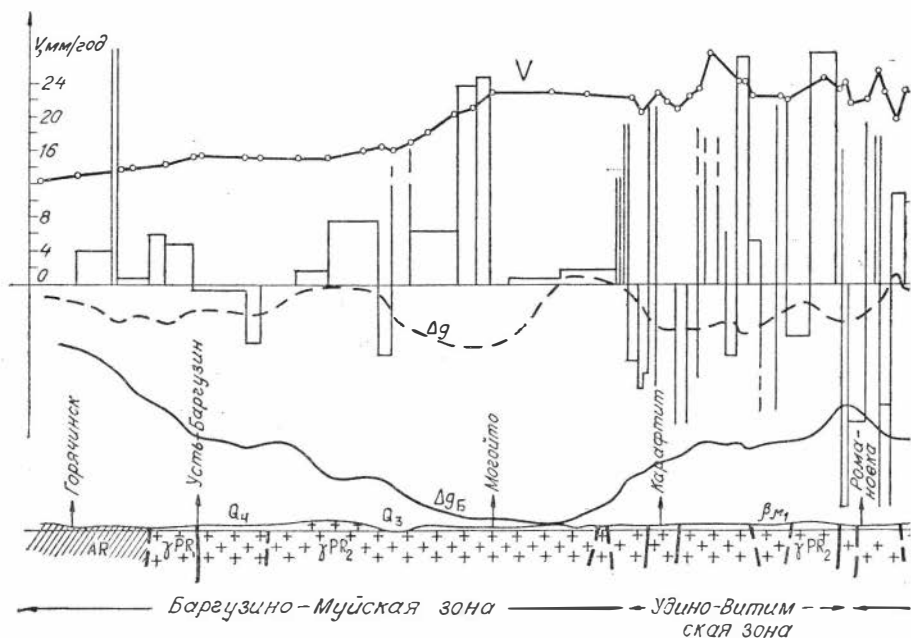


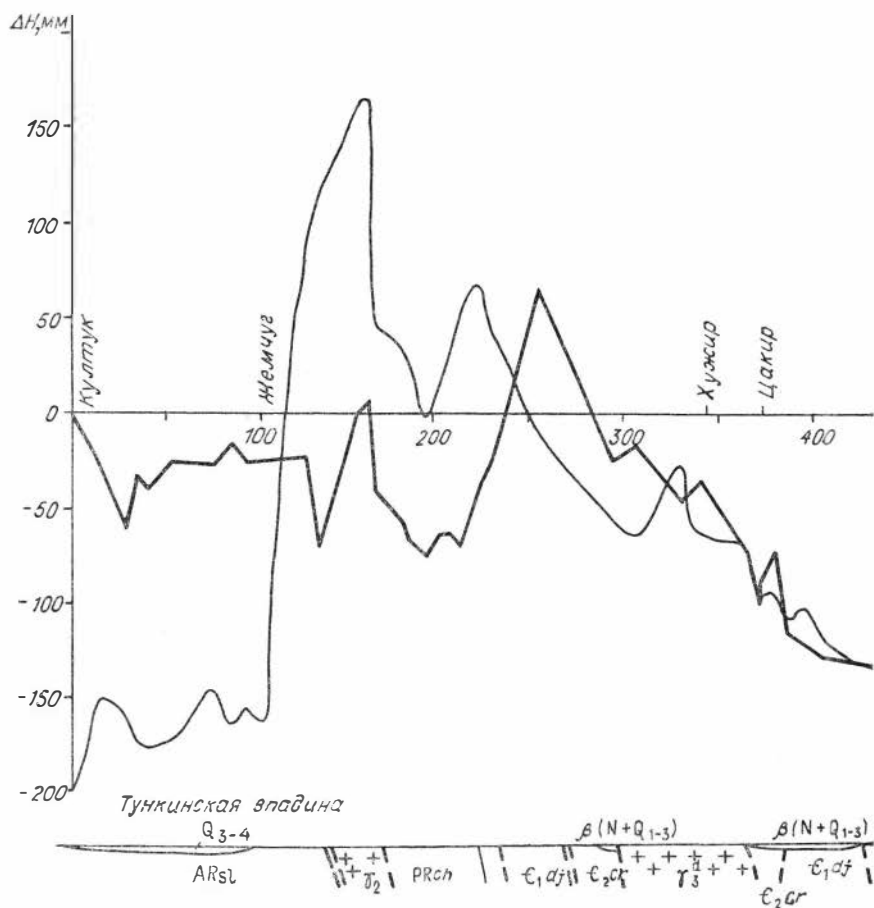
Рис. 12. Комбинированный профиль и геологический разрез по линии повторного нивелирования Чита — Могойто.

$\Delta H$  — изменение высот;  $h$  — рельеф земной поверхности;  $2m \Delta H$  — область возможных ошибок определения разности высот. Геологический разрез:  $Q_3$  и  $Q_4$  — третичные и четвертичные отложения,  $\gamma PR$  — протерозойские граниты,  $\gamma PZ_1$  — палеозойские граниты,  $CJ_3$  и  $Cr_4$  — конгломераты, песчаники, уголь,  $\beta N - Q_1$  — базальты.





растание этой впадины, хотя последнее подтверждается не только глубинной структурой впадины, но и прогрессивным заболачиванием ее долин. Наблюдаемое распределение скоростей вертикальных движений по всей



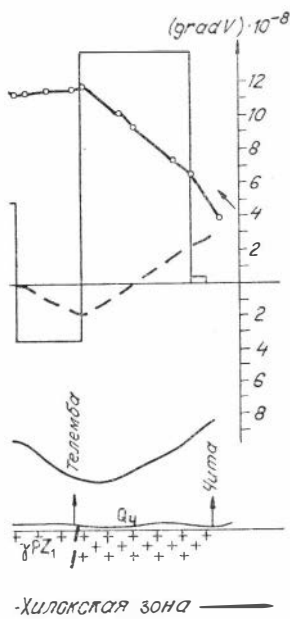


Рис. 13. Комбинированный профиль по линии повторного нивелирования Горячинск — Могойто — Чита.

$\Delta g_B$  — аномалии силы тяжести в редукции Буге;  $\Delta g_{изост}$  — изостатические аномалии силы тяжести;  $(grad v) \cdot 10^{-8}$  — горизонтальный градиент СВДЗК; AR — архейская складчатость;  $\beta_{11}$  — базальты;  $\gamma PR_1, \gamma PR_2$  — протерозойские граниты;  $\gamma PZ_1$  — палеозойские граниты;  $Q_3$  и  $Q_4$  — третичные и четвертичные отложения.

Баргузино-Муйской зоне, видимо, в большей мере можно связать не с поверхностной, а с глубинной структурой этой зоны и очень большой современной активностью Икатского хребта.

Линия Чита — Романовка — Могойто протяженностью 500 км пересекает в направлении с юго-востока на северо-запад Яблоновый хребет, Витимское плоскогорье, Икатский хребет и Баргузинскую впадину (рис. 12). Первое нивелирование этой линии проводилось в 1943—1944 гг., повторное — в 1971—1972 гг. Как видно из рисунка, изменения превышений за эту эпоху можно считать достоверными, так как они во много раз превосходят область возможных ошибок измерений.

Поскольку большая часть профиля (Романовка — Карафтит, протяженность более 250 км) расположена на территории одной крупной морфоструктуры — Витимском плоскогорье, то значительных колебаний значений скорости вертикальных движений в его пределах не наблюдается. На кривой  $\Delta H$  (см. рис. 12) Витимское плоскогорье выражено в виде

единого свода, границы которого выходят за пределы его неотектонического выражения. Максимальные значения скорости движения зафиксированы в районе Амалатского хребта этого плоскогорья и соответствуют локальной зоне Центрального вулканического плато. Среднее значение изменения высоты всего Витимского плоскогорья относительно Читы за 28 лет равно 450 мм (скорость 16 мм/год). С такой же относительной скоростью поднимается и Икатский хребет (участок Карафтит — Верхний Икат). В структурном отношении Икатское поднятие принадлежит краевой части Байкальской рифтовой зоны, а Ви-

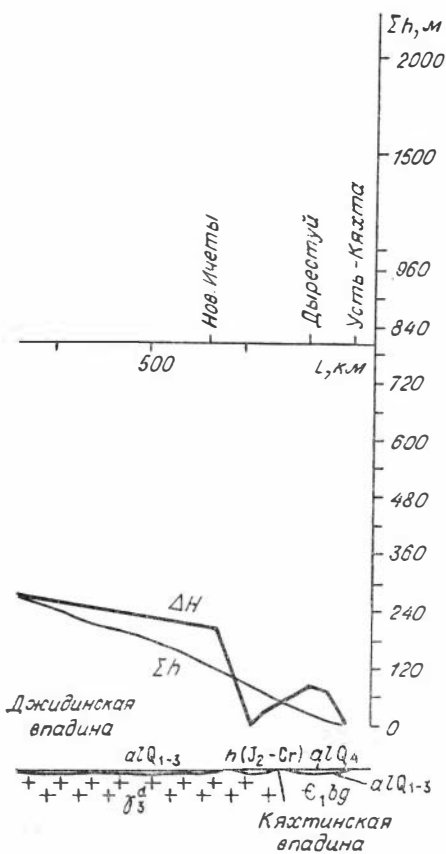
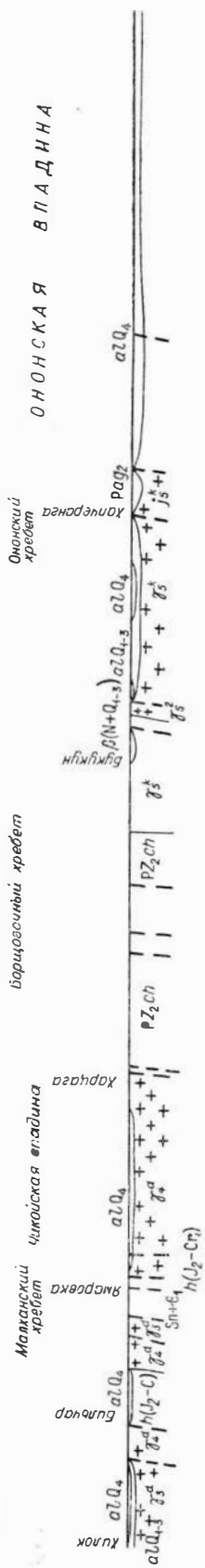
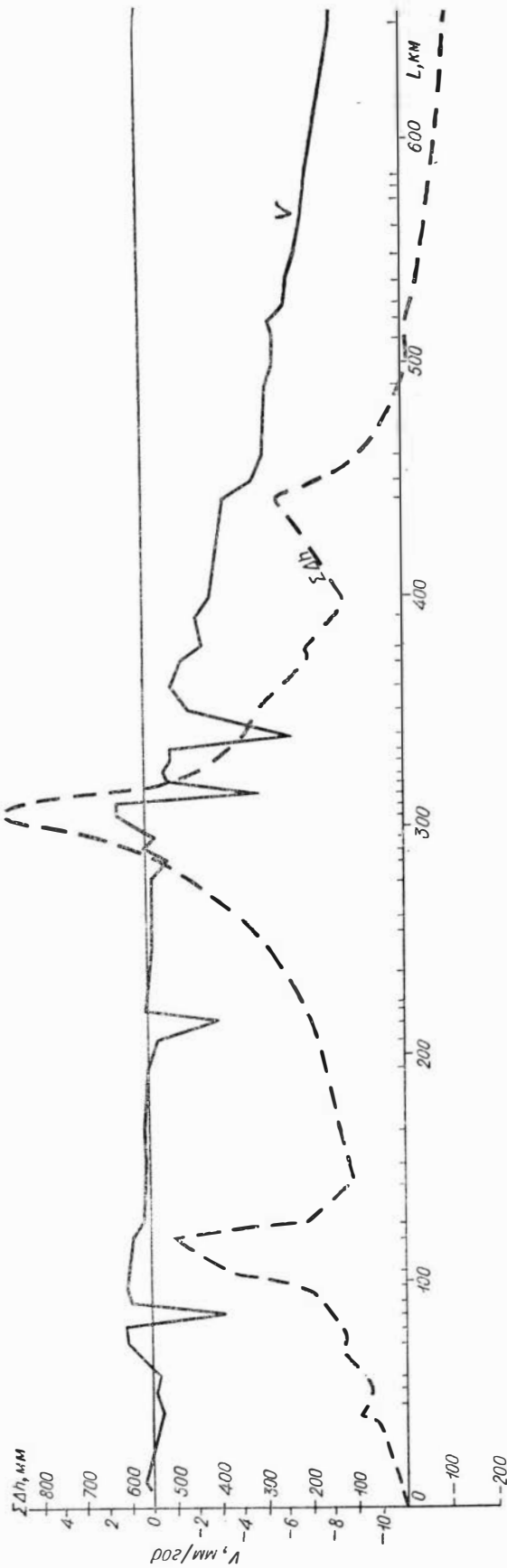


Рис. 14. Комбинированный профиль и геологический разрез по линии повторного нивелирования Култук — Жемчуг — Усть-Каяхта.

$\Delta H$  — изменение высот;  $\Sigma h$  — рельеф земной поверхности;  $Q_{3-4}$  — четвертичные отложения; AR — архейские, PR — протерозойские, Sn — синийские сланцы;  $\epsilon_1 d$  — метаморфизованные алевриты, песчаники;  $\epsilon_2 cr$  — песчаники, сланцы кембрийской системы;  $\epsilon_1 bg$  — эффузивы кембрийской системы;  $\beta(N + Q_{1-3})$  — базальты;  $\alpha Q_{1-3}$  — аллювиальные отложения древних долин;  $h(J_2 - Cr)$  — конгломераты, уголь гусиноозерской свиты;  $\alpha Q_4$  — современные аллювиальные отложения;  $\gamma_2$  — протерозойские биотитовые граниты;  $\gamma_3^d$  — раннепалеозойские граниты.



тимское плоскогорье находится в зоне раннекаледонской складчатости, в области перехода от рифтовой зоны к Западному Забайкалью. В этой зоне протерозойские комплексы почти полностью переработаны раннепротерозойскими интрузиями, образующими платформенное тело мощностью 12—15 км [Мастюлин, 1974].

Судя по кривой  $\Delta H$ , интенсивность тектонических движений переходной зоны не уступает тектонической активности положительных структур Байкальской рифтовой зоны. По геологическим данным, район пос. Карафтит является границей, выраженной зоной глубинных разломов и отделяющей Байкальскую рифтовую зону от Западно-Байкальского глыбового поднятия (соответственно Икатский хребет — от Витимского плоскогорья). В рельефе земной поверхности (кривая  $\Sigma \Delta h$ ) эта граница четко отображается резким изменением высот рельефа, но на кривой изменения превышений ( $\Sigma \Delta H$ ) эту границу провести затруднительно, так как выраженное на этой кривой современное сводовое поднятие объединяет как Икатский хребет, так и Витимское плоскогорье. Это особенно отчетливо видно на рис. 13, на котором показана кривая скоростей современных вертикальных движений по линии Горячинск — Чита (скорости вертикальных движений вычислены относительно Красноярска).

Линия Култук — Жемчуг — Усть-Кяхта протяженностью 595 км расположена на территории, расчлененной горными массивами: Джидинский, Малый Хамар-Дабан, Хамар-Дабан, Хангарульский хребты с отметками от 700 до 2600 м — и долинами рек Джида, Снежная, Темник. Первое нивелирование II класса выполнено ГУГКом в 1938—1940 гг. со средними квадратическими ошибками  $\eta_{1938} = \pm 1,2$  мм/км,  $\sigma_{1938} = \pm 0,25$  мм/км, повторное нивелирование того же класса основной части линии выполнено в 1972 г. Участок Култук — Жемчуг перекрыт в 1969—1970 гг. нивелированием I класса со средней квадратической ошибкой  $\eta_{1970} = \pm 0,35$  мм/км. Анализ изменений превышений  $\Delta H$ , а также вычисленных скоростей вертикальных движений и возможных ошибок их определения [Колмогорова, 1977] показал, что полученные данные повторного нивелирования можно использовать для изучения современных вертикальных движений земной поверхности этого района.

Участок линии Култук — Жемчуг (более 150 км) проходит по южному борту Тункинской впадины (рис. 14). Эта впадина резко асимметрична: согласно геофизическим данным [Сейсмотектоника..., 1968; и др.], зона максимальных глубин залегания поверхности фундамента смещена к ее северному борту, где она ограничена сбросами, образующими ступени. Одна из ступеней нашла отражение на кривой  $\Delta H$  в районе, прилегающем к пос. Култук. Отрицательные значения  $\Delta H$  фиксируют медленное опускание Тункинской впадины. На участке Жемчуг — Хужир трасса идет по горной местности, пересекая ряд горных перевалов, с абсолютными высотами от 720 до 2370 м. Хангарульский хребет (участок Утаты — Хужир) отображается на кривой  $\Delta H$  в виде свода. Далее линия нивелирования проходит по всхолмленной степной местности, имеющей общий наклон с запада на восток, с изменением отметок земной поверхности от 1000 до 580 м. Характер изменения превышений (см. рис. 14) соответствует общему наклону рельефа земной поверхности. Этот район представляет собой массив гранитоидов джидинского плутонического комплекса, об-

Рис. 15. Комбинированный профиль и геологический разрез по линии повторного нивелирования Хилок — Букукуи — Оловянная.

$V$  — скорости вертикальных движений за период 1938—1971 гг.;  $\Sigma \Delta h$  — рельеф земной поверхности. Геологический разрез:  $a1Q_4$  — современные аллювиальные отложения;  $a1Q_{1-3}$  — аллювиальные отложения древних долин;  $\beta(N + Q_{1-3})$  — базальты;  $h(f_2 - C)$  — конгломераты, песчаники, уголь гусиноозерской свиты;  $Pa_2, PZch$  — кварцитовидные песчаники и конгломераты среднего палеозоя;  $Sn + \epsilon_1$  — метаморфизованные алевролиты, песчаники;  $\gamma_5^b$  — позднепалеозойско-раннетриасовые гранодиориты, кварциты;  $\gamma_4^d$  — предпермские порфириновые биотитовые граниты;  $\gamma_3^d$  — раннепалеозойские граниты [Геологическая карта Забайкалья, 1958].

разу единую структурно-фациальную зону. В районе Цакира профиль пересекает Саяно-Джидинскую зону глубинных разломов древнего заложения, или Джиди-Южно-Байкальскую «скрытую» поперечную зону разломов [Пейве, 1965; Шерман, 1977; Геология..., 1984; и др.]. На кривой  $\Delta H$  зона разлома получила выражение в виде резких изменений превышений.

Таким образом, характеризуя график изменения превышений, можно заключить, что в движение вовлечены все крупные структуры земной коры; максимальная подвижность отмечена в районе Хангарульского хребта, примыкающего к Восточному Саяну.

**Линия Хилок — Букукун — Оловянная** протяженностью 768 км проходит вдоль рек Чикой, Букукун, Онон, пересекая горные массивы Яблоновского, Малханского, Черского и Борщовочного хребтов с абсолютными отметками около 1700 м. Первое нивелирование II класса выполнено в 1937—1938 гг., повторное — в 1971 г. Качество нивелирования:  $\eta_{1938} = \pm 0,90$  мм/км,  $\eta_{1971} = \pm 0,89$  мм/км,  $\sigma_{1938} = \pm 0,16$  мм/км,  $\sigma_{1971} = \pm 0,13$  мм/км. Из рис. 15 видно, что скорости относительного поднятия соответствуют пересекаемым профилям хребтам (Малханскому, Борщовочному и др.). На протяжении 500 км профиль нивелирования идет вдоль Ононской впадины, выполненной современными аллювиальными отложениями, свидетельствующими о продолжающемся развитии впадины. Этому району на кривой скоростей соответствует зона относительного опускания. Резкие локальные изменения значений скорости движений приурочены к Чикой-Ингодинскому разлому (около Ямаровки) и разлому, отделяющему Даурский прогиб от Чикойско-Мензенского антиклинория (около с. Харцага), а в районе с. Букукун зафиксирована зона Онон-Туранского глубинного разлома.

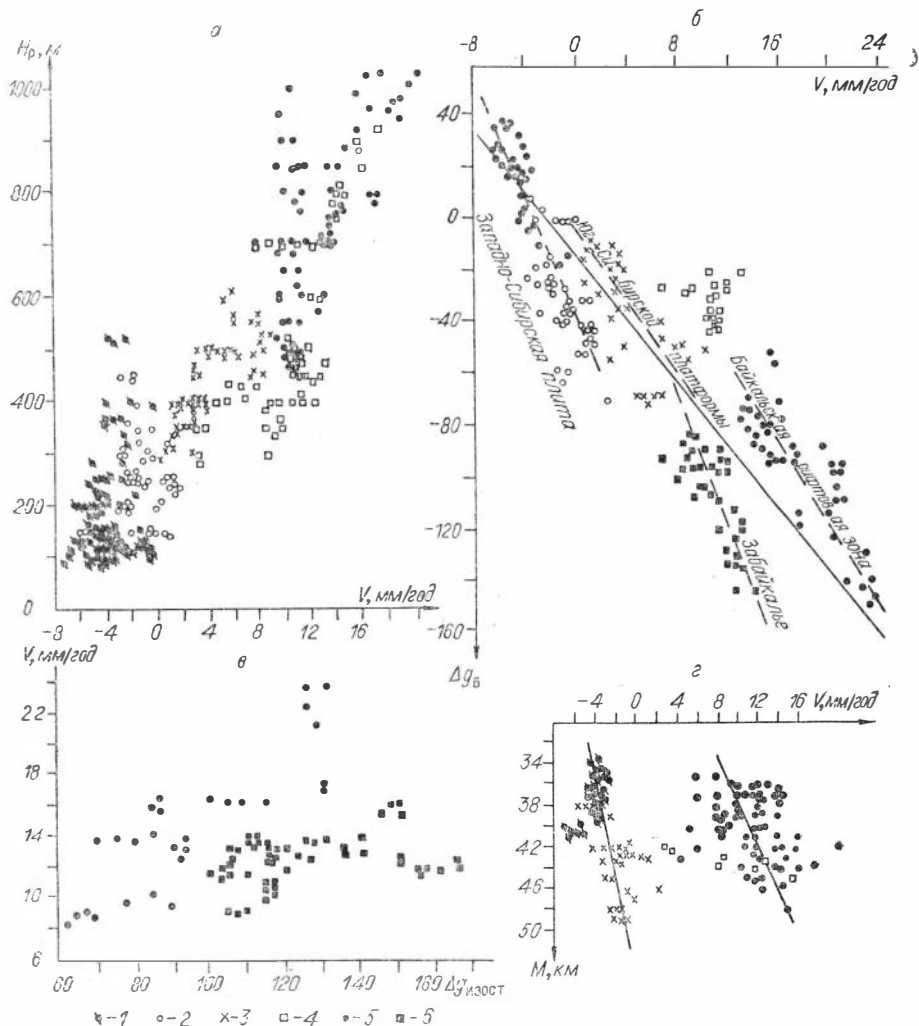
---

## ГЛАВА 3

### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ЛИНИЯМ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ**

#### **3.1. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СООТНОШЕНИЯ СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Проводя корреляционный анализ соотношений данных повторных нивелировок с геологическими данными и геофизическими полями, мы, в-первых, хотим разобраться с глубинными факторами, обуславливающими современные движения земной коры, и, во-вторых, преследуем цель построения прогностических моделей и использования их для прогноза значений скоростей вертикальных движений по геолого-геофизическим данным. Так как форма корреляционных связей зависит не только от геологического строения и развития, но и от масштаба и степени детальности рассматриваемых закономерностей проявления современных движений, аномального поля силы тяжести, структуры земной коры, то для установления некоторых средних или общих закономерностей следует оперировать крупными территориями и большими отрезками времени. Если же детализировать естественные физические поля, учитывая их особенности, проявляющиеся на небольших участках и за малые периоды времени,



**Рис. 16.** Корреляционная зависимость между скоростью вертикальных движений  $v$  и высотами рельефа  $H_p$  (а), аномалиями силы тяжести  $\Delta g_B$  (б), изостатическими аномалиями (по данным А. В. Ладынина) силы тяжести  $\Delta g_{изост}$  (в) и мощностью  $M$  земной коры по данным ГСЗ (г).

1 — Западно-Сибирская плита; 2 — Алтай; 3 — юг Сибирской платформы; 4 — Саяны; 5 — Байкальская рифтовая зона; 6 — Забайкалье.

то выявляются частные закономерности. Интерес представляют как общие, так и частные закономерности.

Рассмотрим сначала корреляционные соотношения скоростей вертикальных движений ( $V_x$ ), аномалий силы тяжести в редукции Буге ( $\Delta g_B$ ), высот земной поверхности ( $H_p$ ) и глубин залегания Мохо ( $H_M$ ) в целом для всего региона Сибири.

На рис. 16 помещены графики корреляционной зависимости между скоростями вертикальных движений и различными параметрами, установленными для земной поверхности некоторых районов Сибири. Как видно из рисунка, несмотря на большой разброс отдельных определений, для Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской складчатой области, юга Сибирской платформы и южной части Байкальской складчатой области обнаруживается общая закономерность (в одних случаях прямая зависимость, в других — обратная): увеличение скорости движений сопровождается увеличением высот рельефа, уменьшением аномалий силы тяжести, увеличением мощности земной коры. Причем эта закономерность,

ярко выраженная в целом для всех трех рассматриваемых регионов и менее заметная для каждого в отдельности, в первом приближении имеет линейный характер. Это свидетельствует о том, что в первом приближении крупные регионы Сибири уравновешены. Отмечаемая на графиках большая дисперсия точек свидетельствует о существующих местных отклонениях от общей закономерности [Колмогоров, Колмогорова, 1980; и др.].

Выявленные взаимосвязи, возможно, обусловлены следующими причинами. Известно, что в силу различного проявления глубинных процессов неотектонические движения привели к неравномерному подъему складчатых областей юга Сибири. Интенсивное воздымание участков земной коры в палеоген-неогеновую эпоху определило здесь как высокий темп, так и характер проявления современных вертикальных движений. Анализ комплекса геофизических данных позволил установить, что во всех активизированных горно-складчатых областях южного обрамления Сибири значительно увеличены мощность земной коры и, что особенно важно, мощность ее гранитно-метаморфического слоя. Кроме того, по данным геофизических исследований устанавливается существование крупной зоны возможного разуплотнения вещества верхней мантии, простирающейся из южных районов Памира до Забайкалья [Недра Байкала, 1981; и др.]. Все это объясняет значительное снижение региональных гравитационных аномалий.

Следовательно, выявленные прямые соотношения между высотами рельефа земной поверхности и скоростями современных движений и обратные соотношения между последними и значениями аномалий силы тяжести отражают определенные генетические закономерности, связанные с подкоровыми, внутрикоровыми процессами. Именно пониженную плотность верхней мантии многие исследователи принимают за источник интенсивного воздымания юго-восточной части Сибири как в палеоген-неогеновую, так и в современную эпохи. Амплитуды и скорость современных движений согласуются не только с размещением крупных элементов земной коры районов Сибири, но и с особенностями режимов их тектонического развития: чем сильнее проявления активизации мантии, нашедшие отражение в глубинном строении, геофизических полях, рельефе земной поверхности и т. д., тем интенсивнее современные вертикальные движения земной коры. Так, наиболее низкие показатели режима тектонического развития Западно-Сибирской плиты, отображающиеся в пологих ее структурах, относительно слабой интенсивности движений в неоген-четвертичное время, очень слабой сейсмичности и т. д., находят отражение в более низких скоростях вертикальных движений и слабой их дифференцированности. Наоборот, высокие скорости движений и сильная дифференцированность присущи Байкальской рифтовой зоне.

Приблизительно оценить относительную роль гравитационной неустойчивости крупных блоков земной коры можно также следующим образом. Как известно, региональные аномалии Буге и генерализованный рельеф земной поверхности в соответствии с теорией изостазии корреляционно связаны с рельефом поверхности Мохоровичича. В случае изостатически-равновесного положения земной коры, которое определяется средними плотностями ее материала ( $2,7-2,8 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ) и вещества подкоровой оболочки ( $3,3-3,4 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ), «теоретические соотношения» между высотой рельефа ( $H_p$ ) и мощностью земной коры ( $H_M$ ) можно выразить уравнением [Гзовский, 1963]  $H_p = kH_M - 6$ , где  $k$  изменяется от 0,15 до 0,20 (рис. 17, прямая А).

Используя накопленный материал по ГЗС, Н. А. Беляевский [1974] дает график, характеризующий зависимость между высотами земной поверхности и глубинами до поверхности Мохо на территории СССР и всего мира (см. рис. 17, кривая В). Как видно из сопоставления графиков, приведенных на рис. 17, общая тенденция сохраняется не везде. Отклонение от общей закономерности обусловлено прежде всего проявившимися неодинаково и в разное время эндогенными причинами. Современные дви-

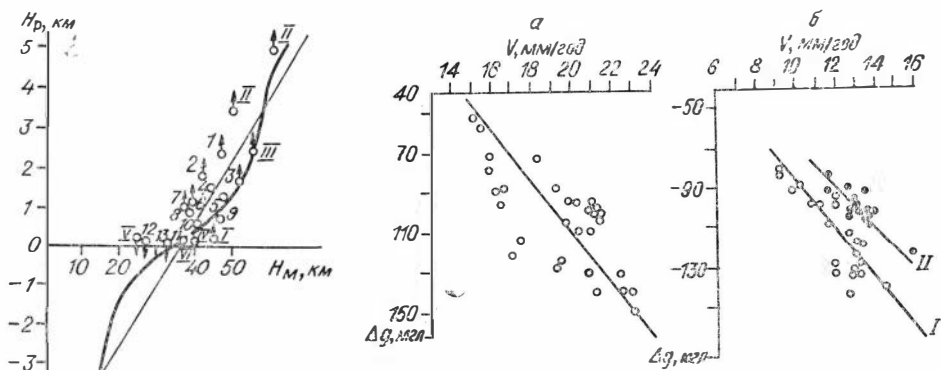


Рис. 18.

Рис. 17. Зависимость между высотами рельефа земной поверхности  $H_p$  и глубинами до поверхности Мохоровичича.

Крупные структуры: I — Днепрпетровско-Донецкая впадина, II — Большой Кавказ, III — Малый Кавказ, IV — Курильская, V — Венгерская, VI — Прикаспийская впадины. Остальные структуры: 1 — хр. Хамар-Дабан, 2 — Байкальская рифтовая зона (северо-восточная часть), 3 — Рудно-Алтайский массив, 4 — Путоранское плато, 5 — Алданский щит, 6 — Витимское плоскогорье, 7 — Байкальская рифтовая зона (западная часть), 8 — Западное Забайкалье, 9 и 10 — Анабарский щит, 11 — Сибирские увалы, 12 — Усть-Енисейская впадина, 13 — Енисей-Хатангский и Иртышский прогибы. Стрелками указано направление современных вертикальных движений земной поверхности,

Рис. 18. Корреляционная зависимость скоростей вертикальных движений и силы тяжести в редукции Буге для Баргузино-Муйской и Удино-Витимской зон (а), для Хилокской (I) и Чикойской (II) зон Забайкалья (б).

жения морфоструктур Сибири направлены как в сторону установления равновесия, так и наоборот. Шарниром, относительно которого происходила с начала новейшего этапа развития и продолжается сейчас смена господствующих знаков движений в южной и северной частях Западно-Сибирской плиты, является субширотная зона Сибирских увалов. Морфоструктуры, расположенные к северу от них, на современном этапе продолжают интенсивно опускаться: относительная скорость современного опускания Усть-Енисейского и Енисей-Хатангского прогибов, по данным повторного нивелирования, достигает 10 мм/год. Современные движения здесь направлены в сторону установления равновесия этих морфоструктур. Наклонные равнины и плато центральной и южной частей Западно-Сибирской плиты, образованные восходящими движениями, в основном уравновешены, но должны иметь небольшую скорость поднятия для того, чтобы достичь и удержать равновесие. Морфоструктуры Алтае-Саянской области приближаются к равновесию, тогда как Байкальская рифтовая зона, Витимское плоскогорье, Западное Забайкалье своим поднятием от него удаляются.

В основу более детального анализа корреляционных связей скоростей современных вертикальных движений Прибайкалья и Забайкалья с полем аномалий силы тяжести положено структурное расчленение этих регионов, составленное Л. А. Мастюгиным [1974] по результатам изучения физических свойств пород, обобщения и анализа геологических и геофизических данных. Им на этой территории выделены семь структурных зон и соответствующих им гравитационных аномальных зон: три в Байкальской рифтовой зоне — Баргузино-Муйская, Удино-Витимская и Хамар-Дабанская; три зоны в Западном Забайкалье — Хилокская, Чикойская и Джидинская. Прибайкальская зона соответствует предгорному прогибу того же названия. Для структурных зон Забайкальской рифтовой зоны характерна высокая насыщенность верхнего слоя земной коры докембрийскими гранитоидами, здесь же хорошо проявляется зависимость интенсивности гравитационных минимумов от мощности гранитных комплексов.



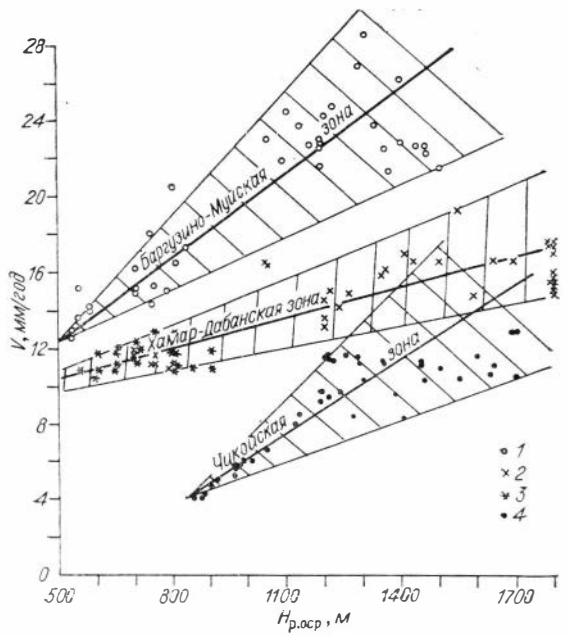
Так, в Баргузино-Муйской зоне, расположенной южнее широтного течения р. Витим и ограниченной с севера и запада глубинным Байкальским разломом, гранитоиды баргузинского комплекса обусловили наблюдающийся здесь интенсивный минимум силы тяжести. Удино-Витимская структурная зона, совпадающая с зоной того же названия ранних каледонид, проявляется крупным минимумом силы тяжести, обусловленным массивами раннепалеозойских гранитов витимского комплекса. На Хамар-Дабанском участке, выраженном отрицательными значениями поля силы тяжести и расположенном в складчатой зоне байкалид по южному берегу оз. Байкал и в хр. Хамар-Дабан, тектономагматические процессы проявились слабее, в результате образованные здесь гранитоиды представлены главным образом пластинообразными телами небольшой мощности (1—2 км).

В целом рассмотренные структурные зоны Байкальской рифтовой зоны на современном этапе их развития образуют угловатый приподнятый блок земной коры, сложенный в основном верхнепротерозойскими гранитоидами, внедрившимися в более древние (протерозойские и архейские) комплексы. Мощность гранитоидов увеличивается с юго-запада на северо-восток. Так, если в Хамар-Дабане гранитоиды представлены пластинообразными телами мощностью 1—2 км, то в Удино-Витимской зоне, как показали расчеты магнитных аномалий [Мастюлин, 1974], нижние крошки гранитоидов витимского комплекса располагаются на глубине 7—15 км, а в Баргузино-Муйской зоне мощность гранитоидов еще больше (16—20 км). Последний участок восточных байкалид, судя по геодезическим данным [Колмогоров, Колмогорова, 1977 и др.], наиболее активен на современном этапе развития.

В Западном Забайкалье Джидинская структурная зона, отвечающая крупному прогибу того же названия, имеет много общих черт с Удино-Витимской зоной. В ее пределах доминируют раннепалеозойские сложные гранитоидные плутоны, распространяющиеся на глубину 10—12 км. В Чикойской структурной зоне (бассейн рек Чикой, Ингода, Онон) интенсивный минимум силы тяжести обусловлен широким развитием позднепалеозойских гранитоидов. Осложняющие его локальные минимумы и максимумы соответствуют прогибам и антиклинориям зоны. Хилокская зона, охватывающая раннекаледонские структуры Западного и Восточного Забайкалья, ограничена на севере Удино-Витимским, а на юге Монголо-Охотским глубинными разломами. С запада эта зона ограничивается поперечным Джида-Южно-Байкальским скрытым разломом, разделяющим структуры Восточного Саяна и Южного Прибайкалья. Интенсивность аномального поля силы тяжести в Хилокской зоне относительно невысокая.

Сопоставление скоростей современных вертикальных движений с гравитационным аномальным полем позволило установить тесную обратную связь между этими параметрами: чем больше скорость вертикальных движений, тем интенсивнее минимумы силы тяжести. Зависимость эта представлена на рис. 18, а, на котором корреляционное поле случайных величин современных движений и силы тяжести в редукции Буге отвечает районам Баргузино-Муйской и Удино-Витимской зон. Коэффициент корреляции здесь равен  $-0,82$ . Связи между скоростями вертикальных движений и значениями силы тяжести в зонах Забайкалья, как и в зоне Байкальского рифта, тоже линейны (см. рис. 18, б). Коэффициент корреляции равен здесь  $-0,70$ . Повышенные скорости поднятия отдельных участков земной коры с их увеличенной мощностью гранитных массивов, видимо, можно связывать с механизмом «всплывания» этих участков поверхности литосферы под воздействием гравитационной дифференциации и изостатического выравнивания, поскольку эти массивы имеют меньшую плотность по сравнению с вмещающими их породами. Однако роль подобного изостатического механизма, бесспорно, может быть признана вторичной. Основу составляют, конечно, процессы тектонические,

Рис. 19. Корреляционная зависимость между скоростью вертикальных движений ( $V$ ) и высотами осредненного рельефа  $H_{р.оср}$  для Баргузино-Муйской (1), Хамар-Дабанской (2, 3), Чикойской (4) зон.



о чем будет сказано ниже.

Для Прибайкалья и Забайкалья нами проведена парная корреляция скоростей современных вертикальных движений и высот осредненного рельефа, снятых с «Карты осредненного рельефа Прибайкалья и Забайкалья» Ю. А. Зорина [1971]. На графиках зависимости скорости движений и высот осредненного рельефа (рис. 19) зафиксирована тесная прямая корреляционная связь между величинами для Баргузино-Муйской, Хамар-Дабанской и Чикойской зон (табл. 3). Для линий нивелирования, секущих вкrest простираения эти крупные морфоструктурные зоны (Горячинск — Романовка, Усть-Кяхта — Жемчуг, Хилок — Оловянная), наблюдается довольно высокий коэффициент корреляции ( $+0,80 \pm 0,08$ ). Однако в случае, когда профили проходят в районе сопряжения положительных и отрицательных структур, искомая связь ослабевает, и поэтому в целом для рифтовой зоны и западного Забайкалья коэффициент корреляции  $r = +0,67 \pm 0,12$ .

Подобная картина взаимосвязи наблюдается и при сопоставлении скоростей современных вертикальных движений со скоростями новейших движений (значения последних взяты с «Карты новейшей структуры Прибайкалья и Забайкалья» [Зорин, 1971]). Прямой тип связи между величинами зафиксирован для Баргузино-Муйской, Хамар-Дабанской, Джидинской и Чикойской зон, о чем свидетельствуют значения коэффициентов корреляции выше  $+0,6$  (см. табл. 3). Но для Хилокской зоны подобная связь слабее.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между скоростями современных движений и высотами осредненного рельефа

Нивелирная трасса	Современные движения и	
	высоты рельефа	новейшие движения
<i>Байкальская рифтовая зона</i>		
Горячинск — Могойто — Романовка	+0,77	+0,65
Култук — Улан-Удэ, Хамар-Дабанская зона	+0,23	+0,55
Усть-Кяхта — Жемчуг, Джидинская зона	+0,75	+0,72
<i>Забайкалье</i>		
Улан-Удэ — Могзон	-0,42	-0,24
Улан-Удэ — Кяхта, Хилокская зона	-0,37	-0,38
Хилок — Ямаровка — Оловянная, Чикойская зона	+0,74	+0,74

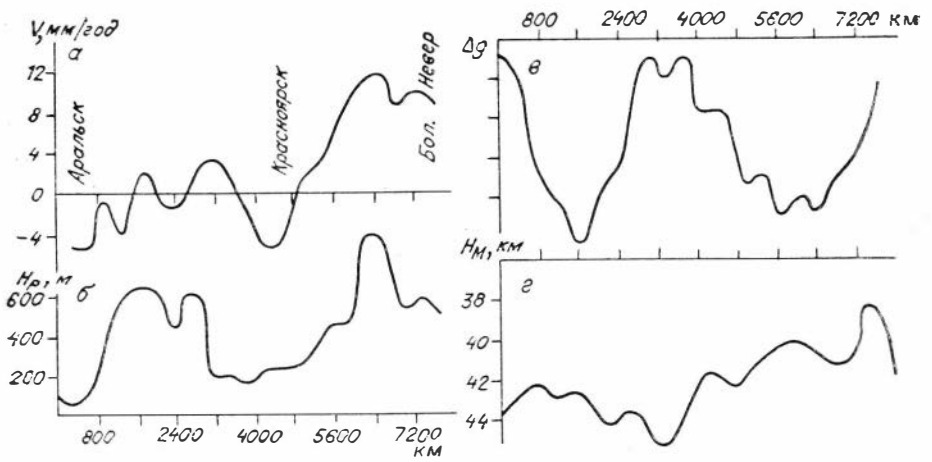


Рис. 20. Графики скоростей современных вертикальных движений земной коры (а), высот рельефа (б), аномалий силы тяжести (в), глубин до поверхности Мохоровичича (г) по линии повторного нивелирования Аральск — Красноярск — Невер.

Поскольку новейшие движения отражают осредненные характеристики длительно протекающих процессов, то невысокие значения коэффициентов корреляции дают основание полагать, что современные вертикальные движения не везде сохраняют общие тенденции развития неотектонического этапа. Проведенный анализ устанавливает для зон перемычек и поднятий, обрамляющих рифтовые впадины, инверсионный характер их современного развития.

Таким образом, на основании расчетов можно заключить, что в региональном плане современные вертикальные движения Байкальской рифтовой зоны непосредственно продолжают новейшие тектонические движения, которыми созданы рифтовые впадины и окружающие их поднятия, хотя для отдельных структурных форм или их частей зафиксированы изменения знака движений относительно смежных блоков.

Изложенный материал свидетельствует о том, что скорости вертикальных движений, аномалии силы тяжести, высоты земной поверхности и глубины залегания поверхности Мохо хорошо коррелируют между собой и, следовательно, имеются некие общие геолого-геофизические факторы, создающие этот эффект. Для подтверждения этого тезиса мы провели спектральный анализ рассматриваемых величин по профилю повторного нивелирования, проходящему большей своей частью по Центрально-Азиатскому поясу от Большого Невера до Аральска (длина около 8 000 км), используя метод выявления скрытых периодичностей Бюй — Балло и процедуры быстрого преобразования Фурье [Серебренников, Первозванский, 1965; Дженкинс, Ватс, 1972] (рис. 20).

В результате на анализируемом профиле для функций  $V_v(x)$ ,  $\Delta g(x)$ ,  $H_p(x)$  и  $H_M(x)$  выделены общие волны длиной 950—1000, 750, 600 и 175—200 км. Волны более высокой частоты выделялись на участках длиной до 1000 км с соответствующим уменьшением шага интегрирования от 100 до 10 км. Для трех функций  $V_v(x)$ ,  $\Delta g(x)$  и  $H_p(x)$  получены идентичные волны длиной 242, 138, 106, 96 и 81 км [Колмогоров и др., 1984].

Сравнение выделенных волн по рассматриваемому профилю с результатами подобного анализа скоростей современных вертикальных движений, выполненного ранее [Магницкий, 1965; Калашникова и др., 1972; и др.], свидетельствует о хорошей согласованности длин волн, выделенных для различных тектонических регионов. Такая устойчивость говорит в пользу того, что они вызваны, по-видимому, регулярными глубинными процессами. Выделенные во всех анализируемых полях длинно- и коротковолновые компоненты, очевидно, определяют приближенные количественные связи между движениями земной по-

Результаты корреляционно-регрессионного анализа скоростей современных вертикальных движений земной коры

Уравнение регрессии, коэффициент корреляции, средняя квадратическая ошибка аппроксимации	Эталонная линия	Контрольная линия, средняя квадратическая ошибка аппроксимации, мм/год
1	2	3

1. Западная половина Кулундинско-Барабинской впадины  
(амплитуда изменения скоростей от -2 до -6 мм/год)

$V_i = -2,20 - 0,018 H_{pi};$ $r_{V, H} = -0,82; \varepsilon(V) = \pm 0,59 \text{ мм/год}$	Омск — Тарышта — Кулунда — Локоть (66 реперов)	Убинское — Чулымская, $\pm 0,84$
$V_i = -3,94 + 0,0499 \Delta g_i;$ $r_{V, \Delta g} = +0,60; \varepsilon(V) = \pm 0,73 \text{ мм/год}$	Омск — Тарышта — Кулунда — Локоть	Топчиха — Рубцовск, $\pm 0,59$  Убинское — Чулымская, $\pm 1,26$ Топчиха — Рубцовск, $\pm 0,94$ Усть-Ишим — Омск, $\pm 0,93$

2. Восточная часть Кулундинско-Барабинской впадины  
(амплитуда изменения скоростей от -4 до -8 мм/год)

$V_i = -6,22 - 0,009 \Delta g_i + 0,0013 \Delta g_i^2;$ $\varepsilon(V) = \pm 0,85 \text{ мм/год}$	Новосибирск — Камень-на-Оби — Кулунда  Чулымская — Новосибирск	Камень-на-Оби — Алтайская, $\pm 0,86$  Чулымская — Камень, $\pm 0,84$
---	--	---

3. Юго-восточная часть Кулундинско-Барабинской впадины  
(амплитуда изменения скоростей от -5 до -9 мм/год)

$V_i = -6,57 + 0,0203 \Delta g_i;$ $r_{V, \Delta g} = +0,45;$ $\varepsilon(V) = \pm 0,88 \text{ мм/год}$	Алтайская — Бийск,  Алтайская — Топчиха (39 реперов)
--	--

4. Салаир-Кузнецкий крупный блок  
(амплитуда изменения скоростей от -6 до -9 мм/год)

$V_i = -5,71 + 0,0406 \Delta g_i;$ $r_{V, \Delta g} = +0,57; \varepsilon(V) = \pm 0,79 \text{ мм/год}$	Новосибирск — Безменово — Бачаты — Кондома (49 реперов)  Новосибирск — Безменово, Бачаты — Кондома, Безменово — Алтайская (74 репера)	Безменово — Алтайская, $\pm 0,64$  Новосибирск — Тайга, $\pm 1,31$  Новосибирск — Тайга, $\pm 0,85$ Мариинск — Ачинск, $\pm 0,80$
---	---	--

5. Северо-западная и центральная части Васюганской гряды  
(амплитуда изменения скоростей от -2 до -6 мм/год)

$V_i = -2,20 - 0,018 H_{pi};$ $r_{V, H} = -0,82; \varepsilon(V) = \pm 0,59 \text{ мм/год};$ $V_i = -3,94 + 0,0499 \Delta g_i;$ $r_{V, \Delta g} = +0,60; \varepsilon(V) = \pm 0,73 \text{ мм/год}$	Омск — Тарышта — Кулунда — Локоть (66 реперов)	Усть-Ишим — Евашино, $\pm 0,34$  Мал. Скрыла — Бол. Кулики, $\pm 1,02$ Усть-Ишим — Евашино, $\pm 1,05$ Мал. Скрыла — Бол. Кулики, $\pm 1,51$
---	--	--

1	2	3
5 <sub>2</sub> . Южная часть Васюганской гряды (амплитуда изменения скоростей от -2 до -4 мм/год)		
$V_i = -6,45 + 0,0369 \Delta g_i$	Линии Салаиро-Кузнецкого крупного блока	Тайга — Томск, ±0,46
6 <sub>1</sub> . Кетско-Вахский (Колпашевский) структурный залив (амплитуда изменения скоростей от -5 до -8,5 мм/год)		
$V_i = -7,70 + 0,087 H_{pi}$ ; $r_{V, H_{pi}} = +0,73$ ; $\varepsilon(V) = \pm 0,50$ мм/год	Тайга — Парабель (23 репера)	
$V_i = -4,99 + 0,1390 \Delta g_i$ ; $r_{V, \Delta g} = +0,57$ ; $\varepsilon(V) = \pm 1,31$ мм/год		
6 <sub>2</sub> . Кетско-Тымский прогиб Кетско-Вахского структурного залива (амплитуда изменения скоростей от +0,6 до -4 мм/год)		
$V_i = +5,37 - 0,1475 H_{pi}$ ; $r_{V, H} = -0,70$ ; $\varepsilon(V) = \pm 1,37$ мм/год;	Парабель — Нижневартовск (33 репера)	
$V_i = -1,16 - 0,0448 \Delta g_i$ ; $r_{V, \Delta g} = -0,64$ ; $\varepsilon(V) = \pm 0,97$ мм/год		

верхности и глубинными процессами. При этом предполагается, что чем глубже источники аномалий, тем ниже частоты соответствующего им поля, хотя, быть может, выявленные частоты связаны с горизонтальными размерами изучаемых блоков земной коры.

Перейдем теперь к выявлению корреляционных соотношений между  $V_x$ ,  $\Delta g_B$  и  $H_p$  отдельно для территории юга Западной Сибири.

В табл. 4 для отдельных крупных тектонических элементов южной части (половины) Западной Сибири, выделенных по «Карте новейших тектонических элементов» [Новейшая тектоника ..., 1981], представлены корреляционные связи между абсолютными значениями скоростей современных вертикальных движений земной коры [Фотиади и др., 1987], с одной стороны, и значениями аномалий силы тяжести  $\Delta g_B$  и высотами дневного рельефа  $H_p$  — с другой. Анализ указанных выше связей [Колмогоров и др., 1986] в пределах самой крупной неотектонической структуры — Кулундинско-Барабинской впадины — позволил выделить в ней три района (рис. 21): западную половину Кулундинско-Барабинской впадины, восточную и юго-восточную части. Для каждого района вычислены коэффициенты корреляции, составлены уравнения регрессии, которые в последующем использованы для осуществления прогноза скоростей движений по всей площади впадины. Из приведенной таблицы видно, что для западной половины Кулундинско-Барабинской впадины по эталонным линиям повторного нивелирования Омск — Тарышта, Тарышта — Кулунда, Кулунда — Локоть (использовано 66 реперов) найдены более тесная обратная корреляционная связь скоростей с высотами рельефа (коэффициент корреляции равен  $r_{V, H} = -0,82 \pm 0,08$ ) и менее тесная прямая — с аномалиями силы тяжести (коэффициент корреляции равен  $r_{V, \Delta g} = +0,60 \pm 0,16$ ) (рис. 22, а, 23, а). Уравнения линейной регрессии имеют вид

$$V_i = -4,73 - 0,0180 (H_p - 140,6) = -2,20 - 0,018H_p;$$

$$\sigma(V) = \pm 0,59 \text{ мм/год};$$

$$V_i = -3,94 + 0,049\Delta g_B; \quad \sigma(V) = \pm 0,73 \text{ мм/год}.$$

Проверка уравнений регрессии выполнена по линиям Убинское — Чулымская; Топчиха — Рубцовск (часть линии Локоть — Алтайская) и Усть-

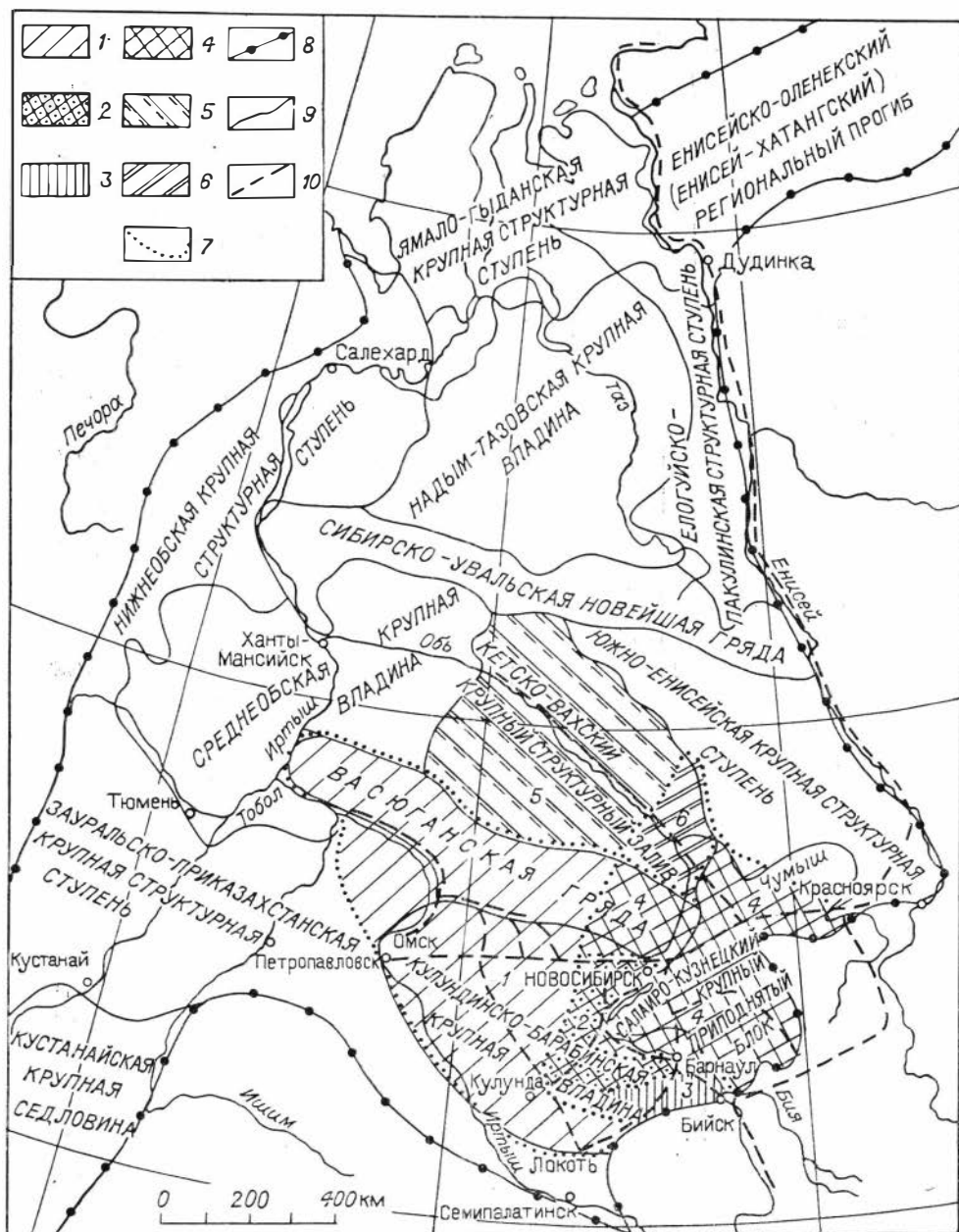


Рис. 21. Схема районирования южной части Западной Сибири по типу связи современных тектонических движений со значениями аномалий силы тяжести и высотами современного рельефа.

1 — западная часть Кулундинско-Барыбинской впадины и Васюганской гряды; 2, 3 — восточная (2) и юго-восточная (3) части Кулундинско-Барыбинской впадины; 4 — Салаир-Кузнецкий блок с прилегающими площадями; 5, 6 — северо-западная (5) и южная (6) части Кетско-Вахского района; 7 — границы районов (7), региональных (8) и надпорядковых (9) структур; 10 — линии повторного нивелирования.

Ишим — Омск. Погрешности аппроксимации регрессии линейным уравнением, полученным с использованием высот рельефа дневной поверхности, находятся в пределах от  $\pm 0,84$  до  $\pm 0,59$  мм/год. Погрешность аппроксимации приближенной регрессии линейным уравнением, составленным с использованием  $\Delta g_B$ , равна: для линии Усть-Ишим — Омск  $\sigma(V) = -0,93$  мм/год, для линии Убинское — Чулымская  $\sigma(V) = \pm 1,26$  мм/год; для линии Топчиха — Рубцовск —  $\sigma(V) = \pm 0,94$  мм/год. Если учесть, что значения скоростей СВДЗК в

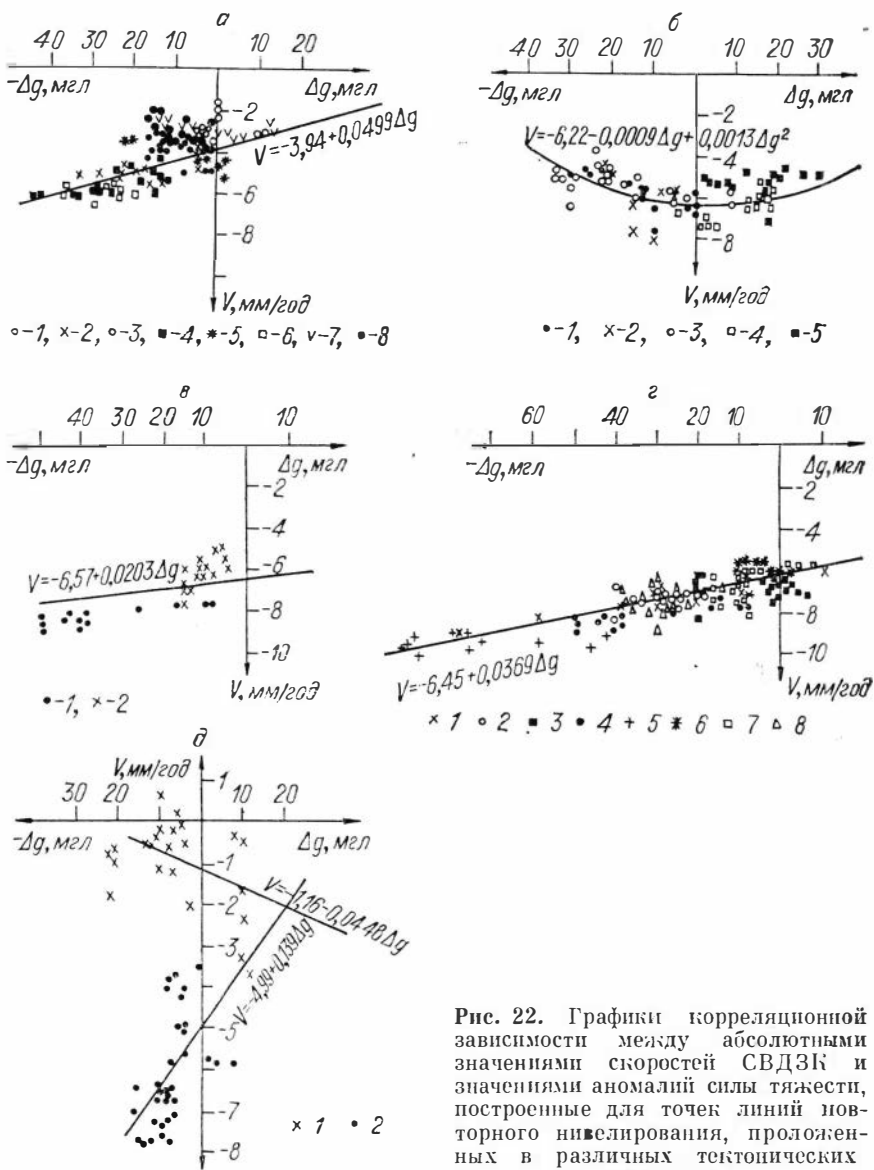


Рис. 22. Графики корреляционной зависимости между абсолютными значениями скоростей СВДЗК и значениями аномалий силы тяжести, построенные для точек линий неотторженного нивелирования, проложенных в различных тектонических структурах.

а — западная часть Кулундинско-Барабинской впадины (1—6) и Васюганской гряды (7, 8): 1 — Омск — Тарышта, 2 — Тарышта — Кулунда, 3 — Усть-Ишим — Омск, 4 — Кулунда — Локоть, 5 — Убинское — Чулымская, 6 — Топчиха — Рубцовск, 7 — Евгашино — Малая Ссырла; 8 — Малая Ссырла — Большие Кулики.  
 б — восточная часть Кулундинско-Барабинской впадины: 1 — Новосибирск — Камень-на-Оби, 2 — Камень-на-Оби — Алтайская, 3 — Камень-на-Оби — Кулунда, 4 — Чулымская — Новосибирск, 5 — Чулымская — Камень-на-Оби.  
 в — юго-восточная часть Кулундинско-Барабинской впадины: 1 — Алтайская — Бийск, 2 — Алтайская — Топчиха.  
 г — Салаир-Кузнецкий крупный блок (1—6), южная часть Васюганской гряды (7) и Южно-Енисейская крупная структурная ступень (8).  
 д — Кетско-Вахский структурный залив: 1 — Колпашевский структурный залив, 2 — Кетско-Тымский прогиб.

этом районе Кулундинско-Барабинской впадины изменяются от  $-2$  до  $-6$  мм/год, то оба уравнения регрессии можно использовать для прогнозирования скоростей движений по всей площади этого района.

Подобные сведения для восточной и юго-восточной частей Кулундинско-Барабинской впадины приведены в табл. 4 и на рис. 22, 23. В результате корреляционно-регрессионного анализа, выполненного в целом для этой впадины, получены следующие выводы. Во-первых, наиболее тесная связь существует между скоростями СВДЗК и аномалиями силы тяже-

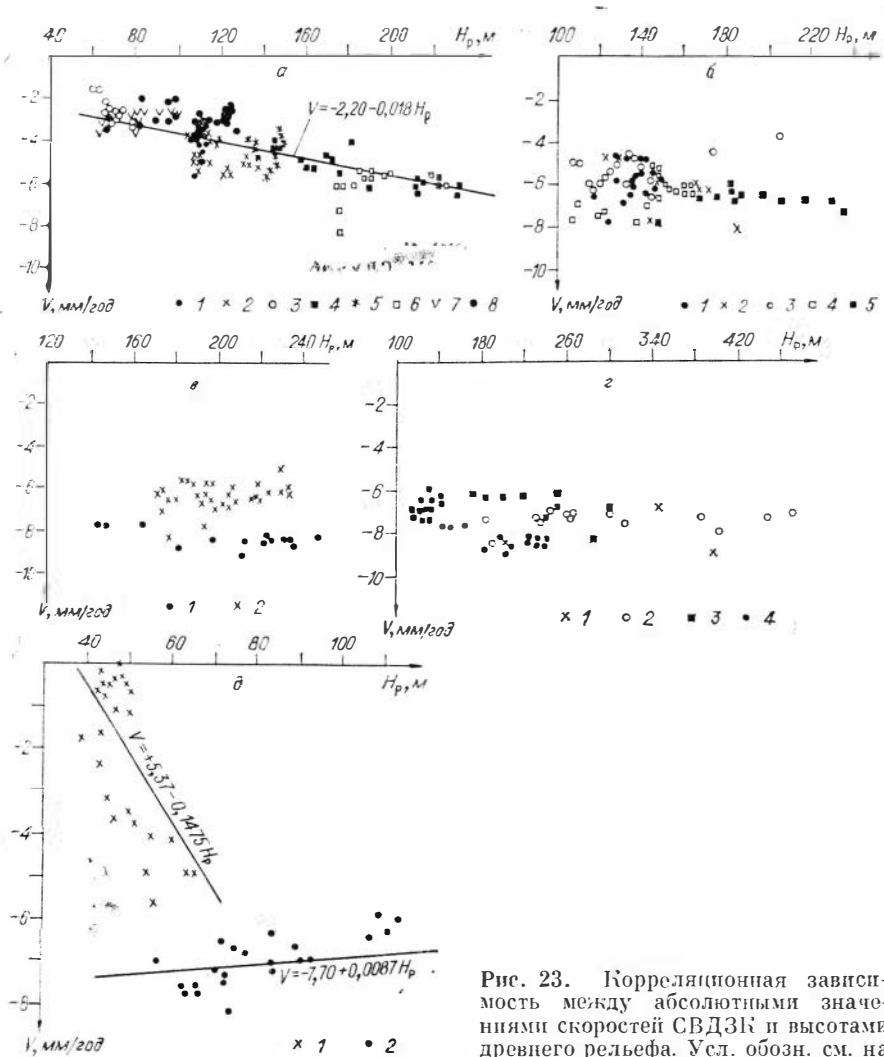


Рис. 23. Корреляционная зависимость между абсолютными значениями скоростей СВДЗК и высотами древнего рельефа. Усл. обозн. см. на рис. 22.

сти, причем эта связь положительна: чем интенсивнее отрицательные значения аномалий силы тяжести, тем интенсивнее скорости опускания. Что касается связи скоростей СВДЗК с рельефом, то вся западная половина Кулундинско-Барабинской впадины на современном этапе испытывает инверсионное развитие, о чем свидетельствует высокое значение коэффициента корреляции  $r_{V, H_p} = -0.82$ . Во-вторых, интерполяция (прогнозирование) скоростей вертикальных движений на всю площадь может быть осуществлена по значениям аномалий силы тяжести, а для некоторых районов ее — и по высотам рельефа земной поверхности с ошибкой, не превышающей  $\pm 1$  мм/год, что может служить дополнительным критерием пригодности уравнений регрессии.

Подобный детальный корреляционно-регрессионный анализ выполнен и для краевой структуры Западно-Сибирской плиты — Салаир-Кузнецкого крупного приподнятого блока, на развитие которого постоянно оказывали влияние граничащие с ним с юго-востока горно-складчатые области Алтая, Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, характеризующиеся большими амплитудами неотектонических движений. Этот блок с северо-запада на юго-восток пересекается линией повторного нивелирования Новосибирск — Бачаты — Кондома, по северному борту проходит линия Новосибирск — Тайга, западный борт сечет линия Безменово —



Алтайская. Попытка провести районирование Салаиро-Кузнецкого блока по характеру связи скоростей СВДЗК с аномалиями силы тяжести и высотами рельефа земной поверхности привела не к разбиению блока на отдельные районы, резко отличающиеся друг от друга современными вертикальными подвижками и характером искомой связи, а, наоборот, — к необходимости рассмотрения этого участка как единой однородной по своему современному развитию структуры. В табл. 4 приведены расчеты значений коэффициентов корреляции и уравнения регрессии, сделанные только для двух вариантов: в первом случае использовано 49 реперов линии Новосибирск — Кондома, а во втором — 74 репера. Из таблицы видно, что наименьшая ошибка аппроксимации скоростей получается в том случае, когда в анализ включены все линии нивелирования, проложенные на рассматриваемой площади, за исключением линии Алтайская — Бийск (эта линия включена в обработку юго-восточной части Кулундинско-Барабинской впадины). Полученное уравнение регрессии имеет вид

$$V_i = -6,45 + 0,0369 \Delta g_{B_i}$$

и обеспечивает ошибку аппроксимации, численно не превышающую  $\pm 0,85$  мм/год. В качестве контрольных использованы линии Новосибирск — Тайга и Мариинск — Ачинск. Линия регрессии, удовлетворяющая полученному уравнению, ближе к осредняющей всех значений скорости СВДЗК, взятых по всему Салаиро-Кузнецкому блоку. В последующем это уравнение использовано для интерполяции скоростей не только по всей площади блока, но и в примыкающих к нему с севера южных районах Васюганской гряды и юго-западном районе Южно-Енисейской крупной структурной ступени.

Линии повторного нивелирования Усть-Ишим — Евгацино, Евгацино — Мал. Скрыла — Бол. Кулики проложены в пределах неотектонической структуры субширотного простирания так называемой Васюганской гряды (рис. 24) и пересекают ее юго-западную окраину. Если рассматривать связь скоростей СВДЗК с рельефом дневной поверхности и аномалиями силы тяжести для точек, расположенных только в пределах названных линий, то связи между этими параметрами не наблюдается. При совместном же рассмотрении этих линий с линиями повторного нивелирования, пересекающими западную половину Кулундинско-Барабинской впадины (см. рис. 24), обнаруживается, что реперы линий Васюганской гряды располагаются вокруг линий регрессии, удовлетворяющих уравнениям  $V_i = -2,20 - 0,018H_p$ ,  $V_i = -3,94 + 0,0499 \Delta g_{B_i}$ , вычисленным для западной половины Кулундинско-Барабинской впадины (см. табл. 4). Ошибка экстраполяции скоростей движения находится в пределах: для линий Усть-Ишим — Евгацино  $\sigma(V)$  равно  $\pm 0,34$  и  $\pm 1,06$  мм/год; для линий Мал. Скрыла — Бол. Кулики  $\sigma(V)$  равно  $\pm 1,02$  и  $\pm 1,51$  мм/год. Судя по этим данным, большую северо-западную и центральную части Васюганской гряды следует рассматривать совместно с западной половиной Кулундинско-Барабинской впадины как единый район, характеризующийся своим типом современного развития, а экстраполяцию скоростей СВДЗК для этой части Западной Сибири выполнять по рельефу дневной поверхности с помощью приведенного выше уравнения регрессии. В южной части Васюганской гряды экстраполяцию следует проводить с помощью уравнения регрессии, полученного для Салаиро-Кузнецкого блока:  $V_i = -6,45 + 0,0369 \Delta g_{B_i}$ . Проверка возможности использования его для этих целей выполнена на реперах линии Тайга — Томск. Средняя квадратическая ошибка аппроксимации здесь не превышает  $\pm 0,50$  мм/год.

Линия повторного нивелирования Томск — Нижневартовск пересекает с юга на север две крупные структуры Кетско-Вахского структурно-го залива (см. рис. 21): южную его структуру — Колпашевский структур-

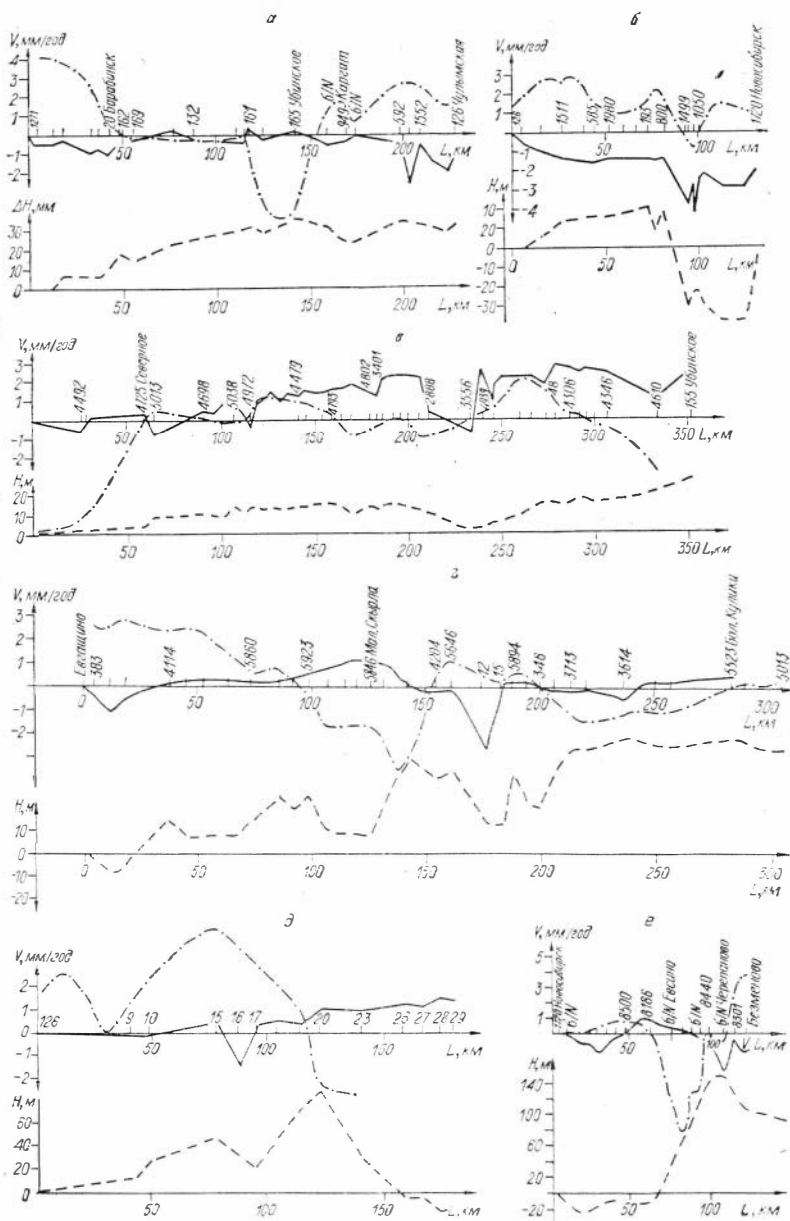


Рис. 24. Графики скоростей современных вертикальных движений (V) и превышений ( $\Delta H$ ) вдоль линий нивелирования.

а — Суворовский — Барабинск — Чулымская; б — Чулымская — Новосибирск; в — Большие Кулики — Северное — Убинское; г — Евгашино — Малая Скрызла — Большие Кулики; д — Чулымская — Камень-на-Оби; е — Новосибирск — Безменово.

ный залив (б<sub>1</sub>) и северную — Кетско-Тымский прогиб (б<sub>2</sub>). Для корреляционно-регрессионного анализа использованы реперы южной половины линии нивелирования Томск — Парабель, проложенной в пределах Колпашевского структурного залива. Как видно из табл. 4, для экстраполяции скоростей движений следует использовать рельеф дневной поверхности.

Северная половина линии нивелирования Парабель — Нижневартовск пересекает Кетско-Тымский прогиб — наиболее прогнутую часть Кетско-Вахского структурного залива. В пределах этого прогиба определена обратная линейная зависимость между скоростями СВДЗК и рельефом дневной поверхности, скоростями СВДЗК и аномалиями силы тяже-

сти: коэффициенты корреляции соответственно равны:  $r_{V, H_p} = -0,70$  и  $r_{V, \Delta g_B} = -0,64$ . Приведенные в табл. 4 уравнения регрессии дают средние квадратические ошибки аппроксимации, вполне допустимые для выполнения экстраполяции и интерполяции скоростей движений по всей площади Кетско-Тымского прогиба. А поскольку для проверки пригодности полученных уравнений регрессии для экстраполяции скоростей нет больше линий повторного нивелирования, то для контроля использованы оба вида уравнений регрессии.

Итак, детально выполненный корреляционно-регрессионный анализ скоростей современных вертикальных движений, аномалий силы тяжести и высот рельефа земной поверхности показал, что форма корреляционной связи между этими параметрами в районах с идентичным современным структурным развитием при прочих равных условиях одинакова, но различна для участков земной коры, существенно различающихся по своему современному развитию.

На основании этой закономерности произведено районирование земной коры южной части Западно-Сибирской плиты по типу связи между скоростями современных движений и аномалиями силы тяжести и высотами рельефа, а затем для каждого выделенного района построена модель, обеспечивающая прогнозирование по геолого-геофизическим данным возможных скоростей движений по всей площади. Результирующие материалы — «Схема районирования южной части Западной Сибири по типу связи современных тектонических движений со значениями аномалий силы тяжести и высотами современного рельефа» и «Карта абсолютных скоростей современных вертикальных движений южной части Западной Сибири» — приведены на рис. 21 и 26 (методика составления карт описана ниже). Как видно из табл. 4 и рис. 21, районы, характеризующиеся определенным типом связи скоростей СВДЗК с аномалиями силы тяжести и высотами рельефа, в одних случаях объединяют несколько неотектонических структур, в других — соответствуют отдельным участкам единой неотектонической структуры.

Анализируя карту скоростей СВДЗК центральной и южной частей Западно-Сибирской плиты (см. рис. 22), можно отметить в основном нисходящий характер движений с интенсивным наклоном плиты в восточном направлении: Ишимская, Барабинская и Кулундинская равнины опускаются с абсолютной скоростью 3—6 мм/год, Васюганская гряда и Кетско-Тымская равнина — 6—7 мм/год, максимальные скорости опускания (свыше 10 мм/год) отмечаются в районе Кетско-Вахского жёлоба Енисейской складчатой системы. Северо-западный район, Среднеобская низменность и Тобольский материк, расположенные на Уват-Ханты-Мансийском срединном массиве, поднимаются со скоростью 2 мм/год. Примыкающие к Западно-Сибирской плите с юго-востока структуры Алтае-Саянской складчатой области — Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау и расположенная между ними Кузнецкая впадина — опускаются со скоростью 6—7 мм/год. Высокая дифференцированность скоростей СВДЗК отмечается в районе опускающихся впадин и поднимающихся межгорных перемычек между ними. Наибольшая скорость поднятия (+1,6 мм/год) зафиксирована в пределах Батенёвского кряжа, разделяющего северную и южную Минусинские впадины, а наибольшая скорость опускания (—11 мм/год) — в Назаровской впадине.

Чтобы определить отражение в скоростях современных вертикальных движений плотностной неоднородности верхней части разреза земной коры Западной Сибири, ниже рассмотрена взаимосвязь движений с остаточными аномалиями силы тяжести. С этой целью использованы «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты» [1977], данные детальной гравиметрической съемки и результаты повторного нивелирования линий, расположенных в центральной части плиты.

Известно, что после исключения из наблюдаемых гравитационных аномалий регионального фона, обусловленного влиянием рельефа по-

верхности Мохо и плотностной неоднородностью глубоких горизонтов Земли, остаточные гравитационные аномалии отражают плотностную неоднородность верхней части разреза и характеризуются существенно меньшей напряженностью поля, преобладающая часть которой создается массами, расположенными неглубоко от дневной поверхности (до 5—8 км). Как правило, в остаточных положительных и отрицательных аномалиях силы тяжести Западно-Сибирской плиты более четко проявляются структурные зоны переходного этапа развития: унаследованно-наложенные впадины, разделяющие их поднятия, массивы, осадочные бассейны, из магматических образований — кислые, основные и ультраосновные интрузии. Выбор линий нивелирования, расположенных в центральной части плиты, обусловлен установленной закономерностью: наибольшее деформирование испытывают «борта» Западно-Сибирской плиты, а ее центральная часть — «днище» — слабо деформирована.

На рис. 24 приведены графики скоростей вертикальных движений, относительных значений высот реперов, остаточных аномалий силы тяжести для отдельных сравнительно коротких линий повторного нивелирования.

**Линия Суворовский — Барабинск — Уднское — Чулымская** (годы нивелирования 1941, 1961) протяженностью 230 км (см. рис. 24 а,) на западе пересекает Барабинский прогиб (репер 1271 — репер 162), хорошо выраженный в осадочном чехле и заполненный терригенными отложениями мощностью 1,5 км. Этому прогибу соответствуют интенсивная положительная аномалия остаточного поля силы тяжести  $\Delta g_{ост}$ , относительное прогибание на графике изменения превышений реперов за 20-летний период и увеличение скорости нисходящих вертикальных движений. Восточнее Барабинского прогиба линия проходит по основанию межгорных впадин (репер 162 — репер 161); этому участку фундамента соответствует область нулевых значений остаточного поля силы тяжести и увеличение значений изменения превышений в направлении Убинского, скорости вертикальных движений варьируют от +2 до -2 мм/год. Далее профиль нивелирования пересекает интрузивный комплекс кислого основания — Убинский гранитный массив (репер 161 — репер 6/№). В поле остаточных аномалий силы тяжести этому комплексу отвечает интенсивная отрицательная локальная аномалия, а в современных движениях гранитный массив стабилен. Восточнее этого массива начинается антиклинорная зона фундамента инверсионного типа развития, для которой характерны дифференцированные вертикальные движения, мало изменяющиеся превышения и увеличенные значения остаточного поля силы тяжести.

**Линия Чулымская — Новосибирск** (1942, 1961—1962 гг.) протяженностью 132 км пересекает крупную структуру фундамента — Новосибирский инверсионный антиклинорий (см. рис. 24 б). Максимальная амплитуда изменения превышений реперов зафиксирована на участке репер 800 — репер 1720; в районе репера 800 расположен Коченевский гранитоид. Значения остаточных аномалий силы тяжести изменяются в небольших пределах.

**Линия Бол. Кулики — Северное — Убинское** (1952, 1977 гг.) протяженностью 350 км (см. рис. 24, в) сначала пересекает Межовский средний массив (до репера 5013), гранитные интрузии которого выходят на поверхность. Межовскому гранитоиду соответствует локальный интенсивный минимум остаточного поля силы тяжести. Изменения превышений в пределах этого массива и соседней с ним площади (репер 5013 — репер 4972), представленной в современном эрозионном срезе эффузивами разного состава, близки к нулю. Далее наблюдается нарушенный на участке от репера 2888 до 3556 подъем земной поверхности вплоть до пос. Убинское. Это нарушение, соответствующее северному окончанию Карасукского массива, подтверждается и областью понижения превышений. На графике остаточных аномалий силы тяжести намечается

интенсивный минимум также в районе Убинского гранитоида (см. также рис. 23, а).

**Линия Мал. Скрыла — Бол. Кулики** (1954, 1977 гг.) длиной 300 км (рис. 24, г) на западе проходит по площади, пространственно совпадающей с Тарско-Муромцевским мегасинклинорием (репер 383 — репер 5923), и пересекает его две четко выраженные в осадочном чехле структуры — прогиб (репер 383 — репер 4114) и Пологрудовский антиклинорий (репер 4114 — репер 5923), в приосевой части которого вскрыты гранитоиды. Как видно из рис. 24, г, мегасинклинорий в остаточном аномальном поле силы тяжести характеризуется интенсивной положительной аномалией, нивелирные реперы стабильны. Участок земной поверхности от репера 5923 до репера 5646 соответствует Верхне-Демьянскому мегантиклинорию, в приосевой части которого на поверхность выходят гранитоиды. К этой структуре приурочена интенсивная аномалия  $\Delta g_{ост}$ , а на графике изменения превышений наметилась тенденция к поднятию. Но в районе Кыштовского прогиба (репер 5646 — репер 5894), хорошо выраженного в осадочном чехле, график изменения превышений фиксирует прогиб земной поверхности. В поле  $\Delta g_{ост}$  прогибу соответствует аномалия небольшой напряженности. Далее линия нивелирования проходит по юго-западному окончанию Межовского срединного массива, которое отмечено малыми изменениями вертикальных движений и отрицательными значениями в поле остаточных аномалий силы тяжести.

**Линия Чулымская — Камень-на-Оби** (1940, 1972 гг.) длиной 180 км пересекает разлом типа сдвига (репер 115 — репер 17) и юго-западную часть Новосибирского антиклинория (см. рис. 24, д). В его строении принимают участие средне-нижнекаменноугольные и верхнедевонские глинисто-сланцевые флишеидные образования. Верхнедевонские горизонты разреза выходят на поверхность. К осевой зоне антиклинория приурочены верхнепалеозойские гранитоиды. Новосибирский антиклинорий отражается четким гравитационным минимумом. Следует отметить, что если северо-восточная его половина интенсивно прогибается (см. рис. 24, б, е), то юго-западная часть антиклинория относительно сопряженных структур поднимается (см. рис. 24, д).

В результате совместного анализа остаточных аномалий силы тяжести и данных повторного нивелирования линий, расположенных в центральной части Западно-Сибирской плиты, сделаны следующие выводы.

1. Наблюдаемое пространственное соответствие аномальных зон в остаточном поле силы тяжести и амплитуд изменения превышений с неоднородностями фундамента и его осадочного чехла свидетельствует прежде всего о том, что графики изменения превышений (или относительных скоростей современных вертикальных движений) являются прямым индикатором неоднородностей верхней части земной коры. При этом, на наш взгляд, локальные неоднородности фундамента более отчетливо отражаются на графиках амплитуд изменений превышений; это особенно касается развивающихся прогибов (Горловский, Кыштовский, Барабинский и др.).

2. Выделяются области с различными соотношениями остаточных аномалий силы тяжести и вертикальных подвижек земной поверхности: а) области, в пределах которых отмечается стабильность реперов и нулевых значений остаточных аномалий силы тяжести, соответствуют основанию межгорных прогибов, сложенных плотными породами и выполненными мощным осадочным чехлом (репер 162 — репер 161, см. рис. 24, а; репер 126 — репер 10, см. рис. 24, д); б) области, в пределах которых наиболее сильно метаморфизованные отложения перекрыты минимальной мощностью осадочного чехла (срединные массивы), фиксируются максимальными значениями остаточных аномалий силы тяжести и отсутствием вертикальных подвижек; в) области, характеризующиеся отрицательной аномалией  $\Delta g_{ост}$  и современным прогибанием земной по-

верхности или, наоборот, положительной аномалией  $\Delta g_{\text{ост}}$  и современным поднятием поверхности; г) области, в которых положительным значениям аномалий силы тяжести соответствует современное локальное прогибание земной поверхности: такое соотношение наблюдается над Барабинским прогибом, Горловским прогибом и прогибом в осадочном чехле Тарско-Муромцевского синклинория (репер 383 — репер 5360, см. рис. 24, з); д) области, в которых наблюдается соответствие отрицательной аномалии  $\Delta g_{\text{ост}}$  современному локальному поднятию земной поверхности. К таким областям относятся Верхне-Демьянский мегантиклинорий (репер 5923 — репер 4204, см. рис. 24, з) и др.

3. Одной из основных причин наблюдаемых вертикальных движений в центральной части Западно-Сибирской плиты являются процессы, происходящие в фундаменте земной коры, и прежде всего стремление структурно-формационных зон к изостатическому уравниванию. Вследствие этого структурно-формационные зоны с относительно повышенной плотностью слагающих их пород (им соответствует положительная аномалия остаточного гравитационного поля) оседают, а с меньшей плотностью (им соответствует отрицательная аномалия остаточного поля силы тяжести) — относительно поднимаются. Можно предполагать, что характер вертикальных подвижек в областях, перечисленных в пунктах «г» и «д», направлен на уравнивание локальных блоков верхней части разреза.

### 3.2. ОТРАЖЕНИЕ НОВЕЙШИХ И ДРЕВНИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ В СКОРОСТЯХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Морфогенетические особенности рельефа Западно-Сибирской плиты обусловлены характером проявления и изменения во времени новейших региональных и локальных тектонических движений. Северная часть плиты обладает наибольшей интенсивностью проявлений новейших тектонических движений, южная половина испытала тектонические движения меньшей контрастности [Варламов и др., 1970; и др.]. Установлено, что современный рельеф плиты отражает прежде всего верхнекайнозойскую тектонику, а во многих районах севера и крайнего юго-востока — верхнечетвертичную. В южной части плиты расположены наиболее древние и наиболее высокие элементы рельефа — неогеновые и верхнеплиоцен-нижнечетвертичные денудационные и аккумулятивные озерно-аллювиальные и озерные наклонные равнины и плато. К северу они сменяются среднечетвертичными плоскими озерно-аллювиальными равнинами.

Анализируя соотношения со структурным планом, Ю. А. Мещеряков [1981], М. Е. Городецкая [1972], С. А. Архипов и др. [Западно-Сибирская равнина, 1970], И. П. Варламов [Варламов и др., 1970; Новейшая тектоника..., 1981] и другие делают вывод, что в пределах плиты развиты как прямые морфоструктуры — с прямым соотношением рельефа и структуры, так и морфоструктуры инверсионные, которым свойственно обратное соотношение рельефа и структуры чехла. Кроме того, широко развиты гетерогенные морфоструктуры, в пределах каждой из которых объединены участки и прямых, и инверсионных элементов рельефа.

Проведенный И. П. Варламовым [Новейшая тектоника..., 1981] и другими исследователями сравнительный анализ структурных форм основных границ земной коры с неотектоническими структурами показал, что степень соответствия у них весьма различная. Граница земной коры коррелирует с неотектоническими структурами только в самых общих чертах, причем это устанавливается для крупных и крупнейших структур. Возможно, что отсутствие выраженности более мелких неотектонических структур в строении поверхности Мохо имеет обратное соотно-

шение со структурами, сформированными неотектоническими движениями. Так, в пределах внешнего пояса Западно-Сибирской плиты четыре неотектонических элемента: Нижнеобская, Зауральско-Приказахстанская, Южно-Енисейская и Елогуйско-Пакулихинская крупные структурные ступени — характеризуются в общем прямым соответствием платформенного чехла. Новейший план Нижнеобской крупной структурной ступени в целом отличается от такового мезозойско-палеогенового чехла, но в структурах 1-го порядка проявляются элементы унаследованности. Элементы 1-го порядка платформенного чехла Елогуйско-Пакулихинской структурной ступени, претерпевшей в новейший этап существенную перестройку, либо слабо активизированы в новейшее время, либо не находят отображения в новейшей структуре. Енисей-Анабарский региональный прогиб, включающий в себя Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы, характеризуется преимущественно прямым соотношением основных структурных элементов, выделяемых по мезозойскому чехлу, с неотектоническим планом. Южно-Енисейская крупная структурная ступень имеет общее несоответствие неотектонических элементов структурному плану чехла, за исключением ее юго-восточной части. Касский мегапрогиб, Кетская и Тегульдетская впадины в новейшее время испытали инверсионное развитие вследствие активных поднятий обрамляющих Западно-Сибирскую плиту складчатых сооружений и вовлечения в эти поднятия юго-восточной части плиты.

Из крупных неотектонических элементов внутренней области относительно хорошо соответствует Мансийской синеклизе лишь Среднеобская крупная впадина. Эта впадина характеризуется некоторым общим смещением зоны преобладающего прогибания в восточном направлении по отношению к структурному плану мезозойско-палеогенового чехла. Наблюдается сложное соотношение неотектонических элементов со структурой чехла Васюганской гряды: отмечается разрастание этой гряды. Основная территория Кулундинско-Барабинской впадины (к югу от оз. Чаны) является наложенной неотектонической структурой и в целом не совпадает со структурой платформенного чехла. Кулундинско-Барабинская впадина на юге лишь в общих чертах совпадает с Прииртышской и Кулундинской впадинами, а на севере — с юго-восточной частью Омской впадины. Следует отметить, что большинство положительных структур чехла 1-го и более высоких порядков, кроме Славгородского структурного моста, в неотектоническом плане не выражено. Тебисско-Боробьевский мегавал и южная часть Пудинского приурочены к новейшей моноклинали (северный борт впадины), имеющей слабый наклон в юго-восточном направлении. Другие положительные структурные элементы в новейший этап оказались неактивизированными. Разрывные тектонические нарушения, преимущественно северо-восточного простирания, в последние отрезки времени неотектонического этапа были существенно активизированы, хотя и не обладают большими амплитудами вертикальных смещений.

И. П. Варламов и Э. Л. Якименко [1975] с помощью корреляционного анализа попытались выяснить степень сходства и различия карт современного рельефа и рельефа подошвы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. В результате установили, что в южной части района, где глубина залегающей подошвы чехла не превышает 1,0—1,5 км, связь хорошая, коэффициент корреляции равен 0,8. В районе субширотного течения р. Иртыш и к северу от него (Среднее Приобье), где подошва чехла погружается на глубину 3,0—3,5 км и более, эта связь становится очень слабой, затем совершенно исчезает и коэффициент корреляции приобретает отрицательные значения. В пределах Среднего Приобья в современном рельефе не выражены даже такие крупные структурные элементы, как Сургутский свод и Юганская впадина, характеризующиеся большими амплитудами и унаследованностью структурного развития.

Поскольку главный фактор проявления геодинамики Западно-Сибирской плиты — движения ее складчатого фундамента, то при установлении соотношений неотектонических структурных элементов со структурами фундамента необходимо учитывать следующие основные особенности его строения и развития [Сурков, Жеро, 1981; и др.].

1. Гравитационная неустойчивость, возникшая в конце палеозоя вследствие сводового поднятия на границе литосфера — астеносфера, привела к расколу литосферы и раздвигу плит. «Под воздействием этого процесса на территории Западно-Сибирской плиты образовалась рифтовая система, причем она образовалась только в пределах сводового поднятия, охватившего Центрально-Западно-Сибирскую складчатую систему поздних герцинид. Раздвиг литосферных плит и излияние огромных по объему масс базальтов явились главной причиной обрушения сводового поднятия, погружения обширной территории и формирования Западно-Сибирской плиты» [Сурков, Жеро, 1981, с. 84]. Проявленный в полной мере в Западной Сибири триасовый рифтогенез, приведший к образованию грабенов, заполненных продуктами вулканической деятельности, является главной, определяющей особенностью развития Западно-Сибирской плиты.

2. Установлено, что складчатые и блоковые структурные элементы фундамента сформировались в палеозое и продолжали развиваться в течение всего мезозоя и кайнозоя. Под воздействием движений структурных зон фундамента формировались как рельеф геосинклинальных комплексов, так и структуры мезозойско-кайнозойского чехла.

3. В зависимости от возраста складчатых систем и типов их развития верхняя часть земной коры плиты образована различными по генезису и типу развития структурно-формационными зонами. Так, на западе — северо-западе плиты в широкой полосе до Тюмени под мезозойско-кайнозойским чехлом в фундаменте развиты структурно-формационные зоны Уральской (герцинского возраста) эвгеосинклинальной складчатой системы. В пределах Обь-Иртышского междуречья фундамент представлен унаследованными антиклинориями и синклинориями раннегерцинского возраста. В обширной полосе центральной части Западно-Сибирской плиты фундамент имеет позднегерцинский возраст. Антиклинорные зоны возникли как результат частной инверсии геосинклинальных прогибов, а межгорные прогибы и впадины возникли на месте геосинклинальных поднятий и небольших срединных массивов. В районах герцинской складчатости фундамент сформирован унаследованными движениями структурных зон геосинклинального и протоорогенного этапов. На юге плиты, до Тобольска, в фундаменте развиты складчатые системы Центрального Казахстана (каледонида). На востоке и юго-востоке плиты фундамент имеет байкальский и салаирский возраст. В пределах областей байкальской и частично каледонской складчатостей, где к концу палеозоя импульс унаследованных движений практически затух, основными структурно-формационными зонами верхней части земной коры являются унаследованно-наложенные впадины и прогибы и разделяющие их выступы.

4. В фундаменте Западно-Сибирской плиты под мезозойско-кайнозойскими отложениями широко развит палеозойский платформенный чехол.

5. Рельеф поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты характеризуется на востоке, северо-востоке и юго-востоке резкими перепадами глубин. Здесь глубокие депрессии разделяются горстовыми поднятиями. Глубины залегания поверхности геосинклинальных комплексов имеют значения от 5,5 до 10—11 км.

Элементы рельефа поверхности геосинклинальных комплексов значительно лучше, чем подошва земной коры, отражены в особенностях неотектонических структур. Сопоставление последних со структурами фундамента показало [Варламов и др., 1970], что во многих случаях они



соответствуют тем или иным структурно-формационным зонам фундамента. Особенно четко прямое соответствие структур фундамента и неотектонических наблюдается в северной части. Для южной половины плиты связь между структурными формами поверхности складчатого фундамента и неотектонических движений выражена слабее. Неотектонические движения здесь создали крупные зоны погружения, которые охватывают несколько структурно-формационных зон фундамента. Вместе с тем отдельные крупные структуры в поверхности складчатого фундамента находят отражение в суммарных неотектонических движениях: так выделяются Урало-Казахский прогиб, Тегульдетская впадина и др. В центральной части плиты проявляются относительно приподнятыми неотектоническими зонами Верхне-Васюганский, Нижнеартовский антиклинорий, Муромцевский, Нюрольский прогибы фундамента. Развита на территории Западно-Сибирской плиты система раннемезозойских грабен-рифтов находит отражение в неотектонических движениях: в целом грабен-рифты проявляются в виде зон отрицательных неотектонических движений или относительно замедленных. Такие впадины, как Касская, Вагай-Ишимская, Иртышский прогиб, четко выраженные в рельефе поверхности геосинклинальных комплексов, в неотектонических движениях выражаются слабо. По-видимому, районы этих впадин втянуты в общий подъем интенсивных положительных движений, проходящих в соседних районах.

Таким образом, трудности определения особенностей современной геодинамики Западно-Сибирской плиты связаны с разнообразным и сложным взаимоотношением между дневным рельефом и мезозойской тектоникой.

При комплексном анализе изменения скоростей современных вертикальных движений вдоль протяженных линий повторного нивелирования выявлена существенная роль в геодинамике Западно-Сибирской плиты складчатых структур фундамента и внутрикоровых границ земной коры. Определенную выраженность в скоростях движений находят такие основные складчатые структуры плиты, как антиклинорий унаследованного и инверсионного типов, срединные массивы, древние выступы, мегантиклинорий, внутренние впадины и межгорные прогибы, в силу особенностей своего строения и геологического развития. Рассмотрим этот материал подробнее.

Широко развитые на территории Западно-Сибирской плиты **инверсионные антиклинории** (Новосибирский, Калба-Нарымский, Нижнеартовский, Александровско-Парабельский, Верхне-Демьянский, Батенёвский, Западно-Саянский и др.), образованные в течение одного завершающего тектонического цикла в результате инверсии геосинклинальных прогибов и характеризующиеся интенсивным подъемом на стадии молодой платформы, на современном этапе испытывают, как правило, относительное воздымание; относительная скорость поднятия указанных инверсионных антиклинориев достигает 4 мм/год и выше в районах гранитных батолитов, образованных процессом гранитизации в осевой части антиклинориев. Средняя скорость воздымания всего антиклинория, как правило, ниже и достигает всего 2—3 мм/год. Исключение из этой общей закономерности составляют верхнепалеозойские гранитоиды, приуроченные к осевой зоне центральной части Новосибирского антиклинория (в районе Коченево и Чика), которые, по данным повторного нивелирования, опускаются с относительной скоростью до 5 мм/год.

Следует отметить, что Новосибирский антиклинорий, выделенный в обнаженной части Томь-Кольванской складчатой зоны, относится к тем инверсионным антиклинориям, которые «...из-за равной или несколько меньшей амплитуды инверсии, чем амплитуда предыдущего прогиба, по формальным признакам могут быть приняты за синклинории...» [Геологическое строение..., 1971, с. 72]. Кроме того, отмечают, что «...геосинклинальный прогиб, на месте которого в верхнем палеозое возник

Новосибирский антиклинорий, имел меньшую амплитуду прогибания и ширину в местах, где он пересекал антиклинорные зоны салаирид, но именно в этих местах гранитизация получила наибольший размах (Кольванский район)» [Сурков, Жеро, 1981, с. 67].

О тенденции современного развития Новосибирского антиклинория, опираясь на данные повторного нивелирования четырех линий (Тарышта — Павлодар, Чулымская — Камень-на-Оби, Чулымская — Коченово — Новосибирск — Алтайская, Новосибирск — Тайга — Красноярск), пересекающих этот антиклинорий в разных его частях, можно сказать следующее. Самое южное окончание Новосибирского антиклинория (см. линию Тарышта — Павлодар) стабильно по отношению к соседним складчатым структурам. Незначительное относительное поднятие испытывает участок антиклинория, пересекаемый линией Чулымская — Камень-на-Оби. Центральная часть антиклинория, где вскрыты Коченовский и Чпкский гранитоиды, интенсивно прогибается (см. линию Чулымская — Новосибирск — Алтайская). Судя по результатам повторного нивелирования линии Новосибирск — Тайга — Красноярск, участок Новосибирск — Болотное — Юрга проходит по восточному борту антиклинория, вся северо-восточная половина ведет себя идентично с центральным участком антиклинория, т. е. северо-восточная половина прогибается относительно как своей юго-западной половины, так и сопряженных структур.

**Унаследованные антиклинории** (зоны необращенных поднятий), для которых характерны длительные по времени и относительно стойкие процессы их воздымания во все последующие тектонические циклы, на современном этапе развития, как и инверсионные антиклинории, поднимаются (например, Тобольский унаследованный антиклинорий имеет абсолютную скорость поднятия на современном этапе).

**Древние выступы и горстовые поднятия**, представляющие собой крупные массивы докембрийских образований в пределах устойчивых массивов и испытывающие воздымание на стадии молодой платформы, — это более стабильные структуры, которые не подвергались гранитизации в последующих циклах, структура их существенно не изменялась, они характеризуются повышенной плотностью по сравнению с породами окружающих их структурно-формационных зон. По данным повторного нивелирования линий, пересекающих такие антиклинории горстового типа, расположенные в пределах устойчивых массивов, как Убинский, Бийский, Катунский, Мартайгинский и другие, зафиксировано их относительное поднятие на фоне стабильного положения самих массивов.

**Зоны средних (устойчивых) массивов** — это участки платформенного строения, состоящие из достаточно жесткого основания древней консолидации и дифференцированного складчатого покрова, прорванного интрузиями гранитоидного состава. На стадии молодой платформы они испытали общее погружение, в результате чего в наиболее прогнутых участках развит осадочный покров. По данным повторного нивелирования линий, пересекающих Межовский, Барнаульский, Уват-Ханты-Мансийский, Усть-Тымский погруженный, Рудно-Алтайский, Бийско-Катунский, Мартайгинский устойчивые массивы, установлено, что в пределах этих массивов выступы основания поднимаются, а впадины, расположенные между ними, опускаются. По амплитуде изменения скоростей современных вертикальных движений в устойчивом массиве можно судить о его современной активности. Так, в Межовском массиве его наиболее приподнятый блок — Межовский антиклинорий, центральную часть которого занимает крупнейший гранитный батолит, — поднимается относительно наиболее опущенного блока — Пурольской палеозойской впадины, осадочные отложения которой достигают 3 км. Можно полагать, что и амплитуда вертикальных современных движений здесь максимальная, но, к сожалению, линия нивелирования проходит по южному окончанию массива, где скорость поднятия не превышает 1 мм/год.

Барнаульский устойчивый массив, отделяющий Западно-Сибирскую плиту от Алтае-Саянской области, перекрыт маломощным (0,5—1,0 км), но сплошным покровом мезозойско-кайнозойских отложений. Предполагают [Тектоника ..., 1973], что этот массив по Рубцовско-Семеновскому разлому-сдвигу был отторгнут от Рубцовско-Алтайского и Чарышско-Теректинского массивов древней консолидации. Байкальские складчатые структуры Барнаульского массива, по-видимому, были в значительной степени переработаны более поздними движениями. В пределах рассматриваемого массива Барнаульская впадина, выполненная отложениями среднего палеозоя, опускается относительно Алейско-Локтевского антиклинория со скоростью 1—2 мм/год, а относительно Каменского выступа — до 3,0 мм/год. Амплитуда современных вертикальных подвижек в пределах Барнаульского массива — около 3 мм/год. Современный рельеф отражает прежде всего позднечетвертичную тектонику [Природные условия..., 1980].

Уват-Ханты-Мансийский срединный массив в силу своего положения между Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатыми системами герцинского возраста консолидации и под воздействием движений в этих системах раздроблен на мелкие блоки. Осадочный покров развит не повсеместно, а выполняет только прогнутые участки: Надымскую, Ханты-Мансийскую, Кондинскую, Фроловскую впадины. Максимальная мощность покрова достигает 3 км (Надымская впадина). На Красноленинском, Лямпском, Ныдомском выступах массива есть гранитные плутоны. Предполагают, что гранитные интрузии позднепалеозойского возраста находятся в тесной связи с докембрийскими, т. е. здесь происходила повторная гранитизация [Тектоника..., 1973]. Видимо, за счет этого на фоне общего прогибания Западно-Сибирской плиты Уват-Ханты-Мансийский срединный массив испытывает абсолютное поднятие.

Рудно-Алтайский массив — это структурная зона древней консолидации (байкальской), характеризующаяся устойчивым тектоническим режимом поднятия и только в среднем палеозое вовлеченная в погружение. Он состоит из достаточно жесткого основания и дифференцированного складчатого покрова, прорванного многочисленными интрузиями гранитоидного состава. На современном этапе развития испытывает относительное поднятие.

Чарышско-Теректинский устойчивый массив, так же как и Рудно-Алтайский, представляет собой древнейшую зону докембрийской стабилизации, в значительной степени переработанную каледонским тектогенезом. Массив осложнен рядом наложенных впадин и горстовых поднятий. Цоколь в пределах всех структурных элементов массива единый и лишь погружен на разный гипсометрический уровень.

Усть-Тымский погруженный срединный массив, расположенный между двумя инверсионными мегантиклинориями (Пыль-Караминским и Назино-Сенькинским), полностью перекрыт осадочными формациями среднего и верхнего палеозоя. Массив рядом разломов разбит на несколько отдельных блоков; в опущенных блоках — Усть-Тымской, Нарымско-Колпашевской впадинах — развиты молодые (до триаса включительно) комплексы осадков мощностью 1—2 км, в горстовых структурах — Тибинакский выступ — выходят на домезозойскую поверхность комплексы пород, подстилающие впадину [Сурков, Ицено, 1981]. Амплитуда вертикальных современных подвижек не превышает 3 мм/год.

Бийско-Катунский устойчивый массив расположен в бассейне р. Бия и правых притоков р. Катунь. Он представляет собой довольно сложную построенную с поверхности структурно-формационную зону, тогда как блок основания массива является монолитным. Массив охватывает площадь Бийского горста, Ненинско-Чумышскую впадину. Этот массив имеет два крупных структурных яруса: нижний — нижнесреднепротерозойский, являющийся ядром ранней консолидации, и верхний — рифейско-нижнепалеозойский, представляющий собой складчатый покров. На поверх-

ность выходят только отложения, слагающие складчатый покров, и магматические комплексы, прорывающие его. Бийско-Катунский массив прорывают два крупнейших гранитоидных массива: Турочакский, имеющий гранитный состав и большую мощность, и Сарыкокшинский, сложенный средними и основными породами. Мощность земной коры в Бийско-Катунском устойчивом массиве составляет 52 км, а «гранитно-метаморфический» слой не превышает 20 км.

**Синклинии унаследованного типа развития** (зоны необращенных синклинальных прогибов — по В. С. Суркову, внутренние зоны — по В. Е. Хаину, геосинклинали — по Н. С. Шатскому, необращенные синклинии — по В. В. Белоусову) являются крупнейшими отрицательными структурами складчатых систем [Тектоника..., 1973]. Сформировавшись на месте геосинклинальных прогибов, синклинии продолжали унаследованно прогибаться с образованием первоначально зон орогенных прогибов, а затем — в переходный период развития — унаследованно-наложенных прогибов и впадин. Преобладание нисходящих движений на протяжении всей истории геологического развития — это наиболее яркая черта структур данного типа. Они располагаются обычно между унаследованными антиклинориями. К необращенным геосинклинальным прогибам часто приурочены гипербазитовые пояса, гранитные же интрузии менее характерны. Особая генетическая природа синклинорий зон доказывается современным стрессием земной коры в их пределах. Синклинии, как правило, обладают уменьшенной мощностью верхней части консолидированной коры (мощность «гранитно-метаморфического» слоя в среднем составляет 15 км). В рельефе поверхности фундамента и в платформенном чехле структурные зоны этого типа образуют прогибы. Изостатическая уравновешенность привела к тому, что синклинии, как участки, имеющие меньшую мощность «гранитно-метаморфического слоя», но сложенные более плотными образованиями, продолжали унаследованно опускаться, а разделяющие их зоны унаследованных антиклинорий с увеличенной мощностью «гранитно-метаморфического слоя» — воздыматься, образуя в итоге приподнятые массивы.

В рамках исследуемой площади расположены следующие зоны необращенных геосинклинальных прогибов: Ишимская синклинорная зона, Тарско-Муромцевский мегасинклинорий; прогибы Салаирско-Кузнецкой геосинклинали: Восточно-Салаирский, Западно-Салаирский, Восточно-Кузнецкий (Центрально-Кузнецкий); Ширская синклинорная зона, Арбатский синклинорий и др.

Особенность строения крупных унаследованных синклинорий Алтае-Саянской области — Арбатского, Ширского, Центрально-Кузнецкого, Восточно- и Западно-Салаирского, Каимского и других — заключается в широком развитии в их пределах вулканогенных формаций начальных стадий геосинклинального цикла, т. е. эти зоны на протяжении геосинклинального развития тесным образом взаимодействовали с базальтовым слоем земной коры. Они представляли собой, вероятно, крупные трюги (желоба) с существенно фемическим составом земной коры [Тектоника..., 1973]. Образовавшиеся на месте Салаирско-Кузнецкого геосинклинального прогиба синклинии (Западно-, Восточно-Салаирский, Центрально-Кузнецкий, Ануйский, Каимский и др.) продолжали унаследованно прогибаться и в среднем — позднем палеозое были центрами унаследованно-наложенных впадин.

**Синклинии инверсионного типа** — зоны внутренних межгорных впадин и прогибов, сформированные в орогенный этап развития на цоколе, некогда разделявшем геосинклинальные прогибы, и игравшие роль интрагеоантиклинальных поднятий, близких по тектонической позиции к срединным массивам, — продолжали интенсивно прогибаться на стадии молодой платформы.

Выделяются орогенные прогибы двух типов.

Первый тип — зоны краевых прогибов, сформировавшиеся вдоль сочленения геосинклинальных систем с древней Сибирской платформой,

устойчивыми массивами или складчатыми системами ранней стабилизации. На стадии молодой платформы испытывают прогибание. Различают краевые прогибы полного, среднего и начального развития. К краевым прогибам начального развития отнесен Иртышский краевой прогиб, расположенный в зоне сочленения каледонских и раннегерцинских структур Северного Казахстана. Жарминский прогиб начального развития развит на сочленении каледонид Казахстана и герцинид Обь-Зайсанской зоны, а Чекинский прогиб этого же типа является пограничной структурой между Центрально-Западно-Сибирской и Салымской складчатыми системами.

Все краевые прогибы этого типа на современном этапе развития продолжают прогибание.

Второй тип орогенных прогибов — это зоны внутренних прогибов, представленные двумя группами: одна группа прогибов образовалась в синклиорных зонах в результате их унаследованного прогибания в последующие эпохи (Кузнецкий, Минусинский прогибы); другая группа — внутренние межгорные прогибы и впадины, образовавшиеся на месте внутргеосинклинальных поднятий или небольших срединных массивов в результате их «задавливания» (Нюрольский прогиб на Межковском массиве, Нарымско-Колпашевская впадина на Усть-Тымском погруженном срединном массиве, Уват-Ханты-Мансийская впадина на одноименном массиве, Барнаульская впадина на Барнаульском массиве и др. [Тектоника..., 1973]).

Из анализа результатов повторного нивелирования рассмотренных линий сделан вполне обоснованный и однозначный вывод: отрицательные структуры складчатых систем фундамента (Центрально-Кузнецкий, Тарско-Муромцевский, Арбатский синклиории, Иртышский, Горловский краевые прогибы) 1-го порядка на современном этапе своего развития продолжают унаследованно прогибаться. На фоне этого регионального опускания, не превышающего, как правило, 2—3 мм/год, отрицательные структуры фундамента 2-го и выше порядков, развитые в пределах этих крупных структур (Назаровская, Кузнецкая, Омская, Барабинская и другие внутренние впадины и Купинский, Кыштовский межгорные прогибы), прогибаются более интенсивно: скорость их прогибания (2—3 мм/год) превышает скорость опускания синклиориев. Унаследованно-наложенные впадины в устойчивых массивах (Барнаульская, Ханты-Мансийская, Нарымско-Колпашевская и др.) также интенсивно развиваются на современном этапе, и скорость их прогибания находится в прямой зависимости от структурного положения и тектонической активности самого массива.

---

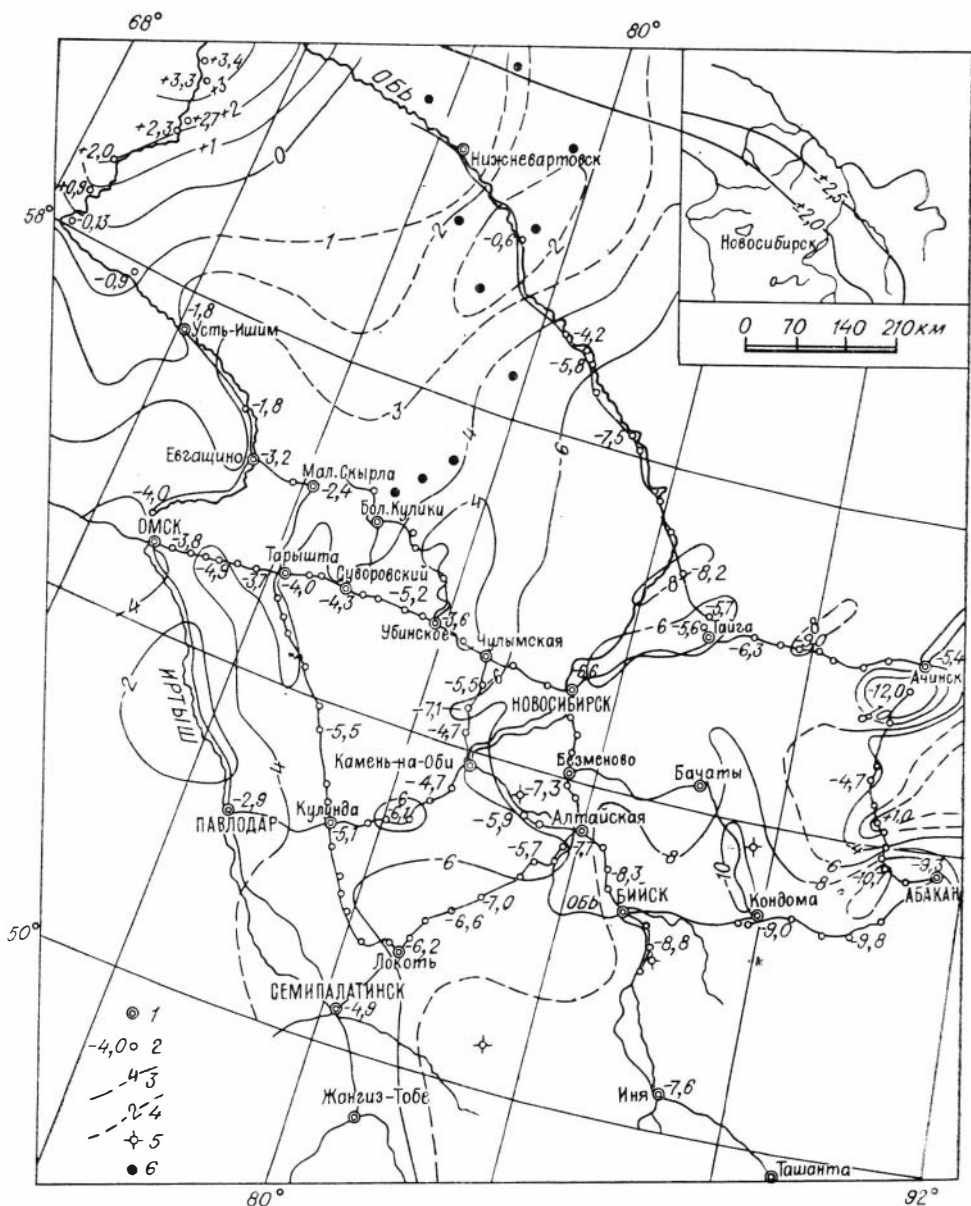
## ГЛАВА 4

### **ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАРТ СОВРЕМЕННОЙ КИНЕМАТИКИ ЮГА СИБИРИ**

#### **4.1. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАРТ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**Карта абсолютных скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири.** В процесс составления карт современных вертикальных движений земной поверхности входят:

1) уравнивание нивелирной сети и оценка скоростей вертикальных движений;



**Рис. 25.** Карта абсолютных скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири за период 1932—1980 гг.

1 — линии повторного нивелирования; 2 — нивелирные реперы и уравниваемые значения скоростей (мм/год); 3 — изобазы современных вертикальных движений (мм/год); 4 — гипотетические изобазы (мм/год); 5 — эпицентры землетрясений; 6 — месторождения нефти и газа. На врезке — линии равных точностей определения скоростей современных движений земной коры (мм/год).

2) фильтрация скоростей вертикальных движений посредством квадратичного фильтра для исключения влияния погрешностей измеренных высот, вызванных случайными помехами и высокоподвижными зонами разломов (резкий скачок скоростей вертикальных движений над разломами);

3) выявление и описание эмпирических соотношений между характером проявления скоростей вертикальных движений и геолого-геофизическими параметрами;

4) интерполяция скоростей современных вертикальных движений и построение карт.

На рис. 25 представлена «Карта абсолютных скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири». Она составлена предприя-

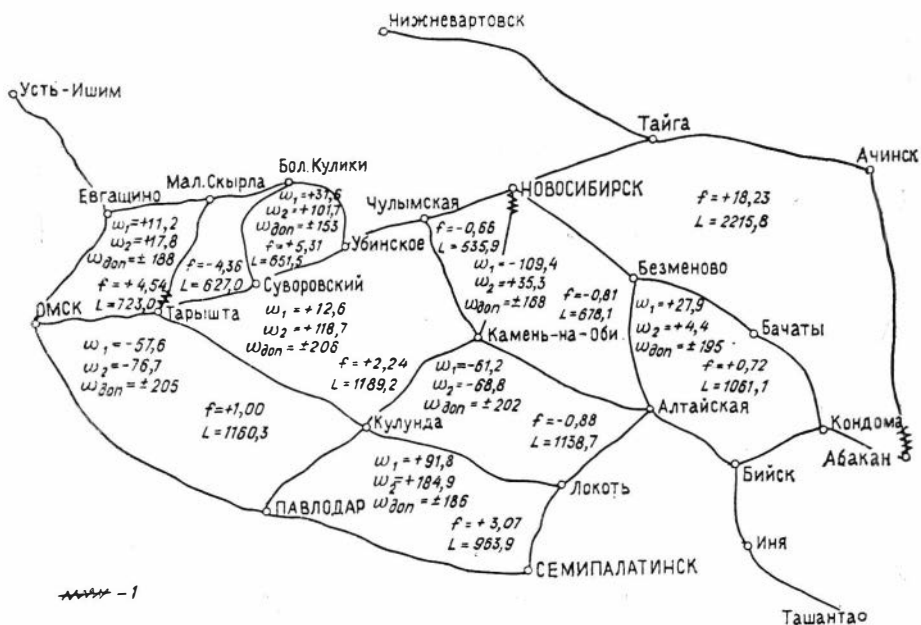


Рис. 26. Схема нивелирных полигонов юга Западной Сибири. ( $L$  — разрывы линий повторного нивелирования).

$\omega_1$  — невязки в полигонах соответственно 1-го и 2-го циклов нивелирования (мм);  $\omega_{доп}$  — допустимые невязки (мм);  $f$  — невязка скоростей вертикальных движений в полигонах (мм/год);  $L$  — периметр полигона (км).

тием ГУГКа совместно с Институтом геологии и геофизики СО АН СССР при непосредственном участии авторов [Колмогоров и др., 1986; Фотгади и др., 1987]. Возможность создания такой карты на территорию Западной Сибири появилась после завершения работ по высокоточному и точному нивелированию, первый цикл которого был закончен к началу 60-х, а второй — к началу 80-х годов, при этом интервалы между нивелированиями колеблются от 15 до 40 лет.

Геодезической основой карты является сеть повторного нивелирования (рис. 26), состоящая из 9 полигонов, образованных 33 линиями общей протяженностью свыше 9 тыс. км и закрепленных 1001 нивелирным знаком, из которых фундаментальных реперов — 86, грунтовых — 449, скальных — 44, марок и ственных реперов — 422. В табл. 5 приведены основные сведения о линиях повторного нивелирования. Судя по значениям средних квадратических ошибок на 1 км двойного хода — случайных  $\eta$  и систематических  $\sigma$ , нивелировки I разряда, выполненные до 1945 г. (в основном по деревянным рейкам и по методике, рекомендованной инструкциями тех лет), значительно уступают по качеству нивелировкам I класса, произведенным позднее. Так, согласно требованиям инструкции 1945 г. [Ю нивелирной сети СССР, 1979], значения  $\eta$  и  $\sigma$  не должны превышать соответственно  $\pm 1,0$  и  $0,2$  мм/км. Применение с 1955 г. более совершенных методов нивелирования I класса позволило достигнуть еще большей точности, и по инструкциям, изданным в 1955 г. и позднее, средние квадратические ошибки не должны превышать значений  $\eta = \pm 0,5$  мм/км,  $\sigma = \pm 0,05$  мм/км. Постоянное усовершенствование измерительной аппаратуры и повышение требований к нивелированию II класса также обеспечило уменьшение в 2 раза средних квадратических ошибок: если в 1946 г.  $\eta = \pm 2,0$  мм/км и  $\sigma = \pm 0,4$  мм/км, то после 1955 г. эти ошибки не должны превышать соответственно  $\pm 1,0$  и  $\pm 0,2$  мм/км.

Как видно из рис. 26, Западная Сибирь в геодезическом отношении изучена неравномерно: сеть линий повторного нивелирования I и II клас-

сов, проложенных организациями ГУГКа и другими ведомствами с 1924 по 1977 г., покрывает ее южную половину — Кулундинско-Барабинскую впадину и Салаиро-Кузнецкий приподнятый блок. О характере современных вертикальных движений северной половины плиты можно судить по данным повторного нивелирования двух линий: Тайга — Нижневартовск, пересекающей Кетско-Вахский структурный залив, и Ачинск — Туруханск — Дудинка, идущей вдоль р. Енисей в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В прилегающей к плите Алтае-Саянской области линии повторного нивелирования проложены пока в ее северо-западной половине.

Анализируя схему нивелирной сети (см. рис. 26) и табл. 5, можно заключить, что качество нивелирования первой эпохи значительно ниже такового последующей эпохи; это потребовало тщательного анализа результатов нивелирования.

По каждой линии нивелирования построены графики скоростей вертикальных движений, их горизонтальных градиентов, гипсометрические профили и геологические разрезы, которые рассматривались в дальнейшем как первичный фактический материал. Совместный анализ этих графиков позволил оценить устойчивость реперов и выполнить отбраковку последних, выделить контуры поднятий и опусканий, а также зоны разломов, для которых характерно резкое изменение скоростей. После изучения условий закладки реперов и анализа результатов нивелирования для составления карты современных движений использованы только 694 репера, общих для первого и второго циклов нивелирования, в том числе фундаментальных — 59, грунтовых — 314, скальных — 25, стеновых марок и реперов — 296.

Качество линий повторного нивелирования характеризуется величиной невязок полигонов, которые находятся в пределах от  $-0,92$  до  $5,76$  мм/год для полигонов с периметрами от 536 до 1189 км, и лишь одна невязка равна  $+18,23$  мм/год в полигоне с периметром 2216 км. Невязки в полигонах первого и второго циклов нивелирования  $w_1$  и  $w_2$ , периметры полигонов  $L$  показаны на схеме нивелирных полигонов (см. рис. 26). Сравнение качества нивелировок разных лет приведено в табл. 6.

Для составления предлагаемого варианта карты (см. рис. 25) использованы скорости, полученные в результате уравнивания скоростей на всю территорию СССР. Исходными при этом служили скорости 33 равномерных постов, определенные океанографическим методом по программе ЦНИИГАиФ. Веса линий между узловыми точками вычислялись по формуле [Руководящий ... материал..., 1978]

$$P = \frac{100}{(\eta_1^2 + \eta_2^2)} L \left( \frac{\Delta T}{20} \right)^2, \quad (64)$$

где  $\eta_1$  и  $\eta_2$  — случайные средние квадратические ошибки двойного нивелирования на 1 км первого и второго циклов;  $L$  — средняя длина линии, км;  $\Delta T$  — интервал времени между нивелированиями; 20 — средний интервал времени между нивелированиями. Невязки полигонов и веса линий использованы для оценки вычисленных скоростей вертикальных движений (см. главу 1). Точность полученных скоростей движений характеризуется средней квадратической километровой ошибкой, равной  $\pm 0,07$  мм/год [Фотиади и др., 1987].

При составлении карт современных вертикальных движений на территории, покрытые редкой сетью нивелирования, каковой является обширная Западно-Сибирская равнина, простое интерполирование скоростей внутри больших полигонов может не отразить вероятную картину тектонических движений различных геологических структур, отличающихся друг от друга типом, темпом и направленностью подвижек. В этом случае для выявления скоростей вертикальных движений отдельных структур целесообразно применять предложенный нами метод прогнозирования с помощью корреляционной модели по статическим геолого-геофизическим



## Характеристика линий повторного нивелирования

№ п/п	Линия	Длина линии, км	Число сохра- нившихся знаков	Класс нивели- рования	Годы нивелиро- вания	Средние квадратические ошибки, мм/км		Год издания действующей инструкции	Вес линии P
						случай- ные $\mu$	система- тические $\sigma$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Усть-Ишим — Евгацино	328	13	II	1941	$\pm 0,95$	$\pm 0,00$	1935	0,385
					1971/72	1,00	—	1966	
2	Евгацино — Омск	249	4	II	1941	0,95	$\pm 0,13$	1938	0,700
					1971/72	0,69	—	1966	
3	Евгацино — Мал. Скрыла	119	16	II	1954	0,70	0,21	1946	0,726
					1977	1,02	0,12	1974	
4	Мал. Скрыла — Тарышта	178	28	II	1953	1,18	0,21	1946	0,288
					1977	1,19	0,11	1974	
5	Мал. Скрыла — Бол. Кулики	177	21	II	1953	1,18	0,21	1946	0,448
					1977	0,65	0,10	1974	
6	Бол. Кулики — Суворовский	157	23	II	1952	1,05	0,22	1946	0,407
					1977	1,16	0,23	1974	
7	Бол. Кулики — Убинское	352	48	II	1952	1,05	0,22	1946	0,248
					1977	0,82	0,34	1974	
8	Омск — Тарышта	170	31	I р.	1941	$\pm 0,79$	$\pm 0,07$	1938	0,779
					1960	0,24	0,02	1959	
9	Тарышта — Кулунда	398	19	II р.	1930/31	1,20	0,25	1925	0,454
					1973	1,00	0,20	1966	
10	Кулунда — Локоть	299	23	II р.	1939	1,44	0,18	1938	0,141
					1973	1,16	0,19	1966	
11	Тарышта — Суворовский	107	21	I р.	1941	0,79	0,07	1938	1,361
					1961	0,25	0,02	1959	
12	Суворовский — Убинское	142	18	I р.	1941	0,79	0,07	1938	1,026
					1961	0,25	0,02	1959	
13	Убинское — Чулымская	86	13	I р.	1941	0,79	0,07	1938	1,444
					1961	0,32	0,02	1959	
14	Чулымская — Камень-на-Оби	180	15	II р.	1940	1,29	0,18	1938	0,514
					1972	1,05	0,36	1959	
15	Чулымская — Новосибирск	132	20	I р.	1942	0,79	0,07	1938	1,043
					1961/62	0,32	0,02	1959	
16	Новосибирск — Тайга	240	30	I р.	1942	0,79	0,07	1938	0,574
					1961/62	0,32	0,02	1959	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17	Тайга — Ачинск	366	46	I р. I	1942 1963	0,79 0,17	0,02 0,01	1938 1959	0,461
18	Ачинск — Абакан	474	69	II р. II	1931/32 1950	$\pm 1,30$ 1,30	— $\pm 0,24$	1925 1946	0,051
19	Новосибирск — Без- меново	126	21	II р. II	1932 1955	1,30 0,25	0,10 —	1925 1955	0,599
20	Безменово — Алтай- ская	89	11	II р. I	1932 1955	1,30 0,25	0,10 —	1925 1955	0,848
21	Новосибирск — Ка- мень-на-Оби	224	18 17	I III	1980 1961	0,59 1,96	— 0,35	1974 1959	0,060
22	Камень-на-Оби — Алтайская	238	8	I II р.	1974/76 1937	0,57 1,20	0,18 0,25	1974 1933	0,250
23	Алтайская — Бийск	154	42	II р. II I	1931 1970 1978	1,04 1,05 0,72	0,25 0,49 —	1925 1966 1974	1,130
24	Бийск — Иня	413	18 79	II II I	1939/40 1971 1978	1,30 1,17 0,77	— — —	1938 1966 1974	0,196
25	Иня — Ташанта	238	25	II I	1939/40 1978/79	1,30 0,39	— —	1938 1974	0,867
26	Камень-на-Оби — Кулунда	276	19	I р. I	1937 1975	$\pm 1,20$ 0,57	$\pm 0,17$ 0,18	1933 1974	0,741
27	Кулунда — Локоть	299	23	II р. II	1939 1973	1,44 1,16	0,18 0,19	1938 1966	0,141
28	Локоть — Алтайская	338	43 67	II р. I I	1933 1955 1980	1,20 0,24 0,52	0,25 — —	1925 1955 1974	0,239 1,409 0,955
29	Бийск — Кондома	216	2	II р. II	1932/33 1971	1,20 0,83	0,25 0,28	1925 1966	0,785
30	Кондома — Абакан	409	14	II р. II	1936—1938 1966	1,71 1,33	0,22 —	1933 1966	0,102
31	Безменово — Бачаты	262	18	II р. II	1939 1970/71	1,20 0,98	0,25 —	1938 1966	0,407
32	Бачаты — Новокуз- нецк	339	4	II р. II II	1924/25 1953 1971	1,20 1,15 0,76	0,25 — —	1925 1946 1966	0,383
33	Тайга — Нижневар- товск	1166	55	II р. II I	1938 1951 1969—1976	1,05 1,31 0,69	0,00 — 0,09	1938 1938 1966	0,097

данным, которые, как и современные движения земной коры, являются отражением суммарного воздействия внутрикоровых и подкоровых процессов [Колмогорова, Каратаев, 1975].

Сравнение качества нивелировок разных лет

Цикл и годы нивелирования	Разряд, класс	Объем нивелирования, тыс. км	$\eta$	$\sigma$
			мм/км	
I				
1914—1933	II р.	2,1	$\pm 1,22$	$\pm 0,22$
1934—1940	I р.	0,3	1,2	0,17
	II р.	2,1	1,32	0,22
После 1940	I р.	1,2	0,79	0,07
	II	2,9	1,27	0,16
II				
1933—1950	II	0,5	1,30	0,24
1950—1960	I	0,9	0,25	0,02
После 1960	I	2,5	0,39	0,06
	II	4,8	1,11	0,24
III				
1961—1970	—	—	—	—
После 1971	I	1,1	0,64	—

Наиболее эффективным является метод аналогий, подробно рассмотренный в главе 1. В качестве аппарата прогнозирования использовался корреляционный анализ, в результате которого связь между скоростями современных движений и геофизическими полями может быть представлена в виде уравнений линейной регрессии. В табл. 4 для отдельных крупных тектонических элементов южной половины Западно-Сибирской плиты представлены корреляционные связи между абсолютными значениями скоростей СВДЗК, с одной стороны, и значениями аномалии силы тяжести  $\Delta g_B$  и высотами рельефа  $H_p$  — с другой. В этой же таблице приведены уравнения регрессии, которые были использованы для вычисления прогнозируемых скоростей движений по всей площади отдельной тектонической структуры. Погрешность прогноза, как установлено из анализа, не превышает погрешности определения скоростей современных вертикальных движений геодезическим методом.

Таким образом, имеющаяся геодезическая основа и детальные геолого-геофизические материалы по Западной Сибири позволили составить достаточно обоснованную карту скоростей современных вертикальных движений в изолиниях (см. рис. 25). Для дальнейшей детализации и уточнения представленного варианта карты необходимы сгущение нивелирных сетей в южной части плиты, развитие нивелирных сетей на севере и проведение на линиях повторного нивелирования геолого-геоморфологического обследования.

В качестве спецнагрузки на представляемую карту кроме изолиний скоростей СВДЗК нанесены зоны глубинных разломов, нашедших отражение на графиках скоростей движений и их градиентов, основные месторождения нефти и газа, а также эпицентры землетрясений с 1940 по 1980 г.

Анализируя карту абсолютных скоростей современных вертикальных движений центральной и южной частей Западной Сибири, можно отметить в основном нисходящий характер движений с интенсивным наклоном земной поверхности в северо-восточном направлении: Ишимская, Барабинская и Кулундинская равнины опускаются со скоростью 3—6 мм/год, максимальные скорости опускания (свыше 10 мм/год) отмечаются в районе Кетско-Вахского желоба Енисейской складчатой системы. Тобольский материк, расположенный на Уват-Ханты-Мансийском срединном массиве, поднимается со скоростью до 2 мм/год. Примыкающие к Западно-Сибирской плите с юга структуры Алтае-Саянской складчатой области — Салаирский край, Кузнецкий Алатау и расположенная между

ними Кузнецкая впадина — опускаются со скоростью 6—7 мм/год. Высокая дифференцированность скоростей современных вертикальных движений отмечается в районе опускающихся впадин Минусинского прогиба: наибольшая скорость поднятия (1,6 мм/год) зафиксирована в пределах Батепевского кряжа, разделяющего Северо- и Южно-Минусинские впадины, а наибольшая скорость опускания (—11 мм/год) — в Назаровской впадине.

Тектопическая жизнь региона, представленного на карте, не отличается высокой сейсмической активностью. Прилегающие к Западно-Сибирской плите районы Алтае-Саянской складчатой области отнесены к 6—7-балльной зоне. Так, за полтора столетия произошли три сильных землетрясения в области активизированного Каменского разлома: 1929 г. — 7 баллов (К — 13), 1964 г. — 6 баллов (К — 12) и 1965 г. — 7 баллов (К — 13). В окрестностях Новокузнецка зафиксированы также три землетрясения: 1898 и 1903 гг. — 7 баллов, 1966 г. — 6 баллов. Наиболее сейсмоактивные районы Западного Саяна и Западной Тувы отнесены к 8-балльной зоне [Сейсмическое районирование..., 1980].

Основные месторождения нефти и газа пространственно совпали с высокоградиентными зонами современных вертикальных движений, охватывающими район современного поднятия — Уват-Ханты-Мансийский средний массив.

Известно, что карта абсолютных значений скоростей вертикальных движений позволяет сравнивать в единой системе уровень (интенсивность) современного тектонического развития изучаемого района с другими крупнейшими геологическими структурами платформенных и складчатых областей как в СССР, так и за рубежом. Однако для регионов, значительно удаленных от равномерных реперов, как, например, Западная Сибирь (от ближайшего равномерного пункта, находящегося в бухте Тикси, до Новосибирска около 3 тыс. км), значения скоростей движений могут быть искажены ошибками уравнивания нивелирных сетей и ошибками передачи скоростей от исходных реперов на большие расстояния.

Для таких территорий целесообразно составлять карты современных вертикальных движений в локальной системе координат, при этом для достижения наибольшего соответствия полученной картины деформаций земной поверхности особенностям геологического развития за исходный следует выбирать нивелирный репер, расположенный на стабильном блоке земной коры.

«Карта относительных скоростей современных вертикальных движений южной части Западной Сибири» за период 1932—1980 гг. представлена на рис. 27. При составлении этой карты за исходный репер, условно считаемый неподвижным, принят грунтовый репер 155 (Убинское). Предпочтение именно этому реперу отдано, во-первых, потому, что он является пунктом линии высокоточного нивелирования Омск — Иркутск; во-вторых, весьма важно, что этот репер расположен на Убинском антиклинорнии горстового типа [Сурков, Жеро, 1981; и др.], древнем выступе, ограниченном разломами. По внутреннему строению этот антиклинорий представляет собой блок, породы повышенной плотности которого не подвергались гранитизации в последующие геосинклипальные циклы. Детально изученный геологами один из разрезов Убинского выступа фиксируется по отложениям верхней юры (амплитуда 250 м) и нижнего мела (амплитуда 80 м); выше он не прослеживается, что дало основание с некоторой долей условности считать, что разрез заочпчил формироваться в отложениях готерив-баррема [Сурков, Жеро, 1981], т. е. Убинский антиклинорий горстового типа на последних этапах своего тектонического развития спокоен. И наконец, положение Убинского репера очень удачно, поскольку он находится в центре нивелирной сети, что обеспечивает равномерное распределение ошибок уравнивания скоростей вертикальных движений. Метод построения представленной карты тот же, что и при построении карты абсолютных скоростей вертикальных движений Западной Сибири.

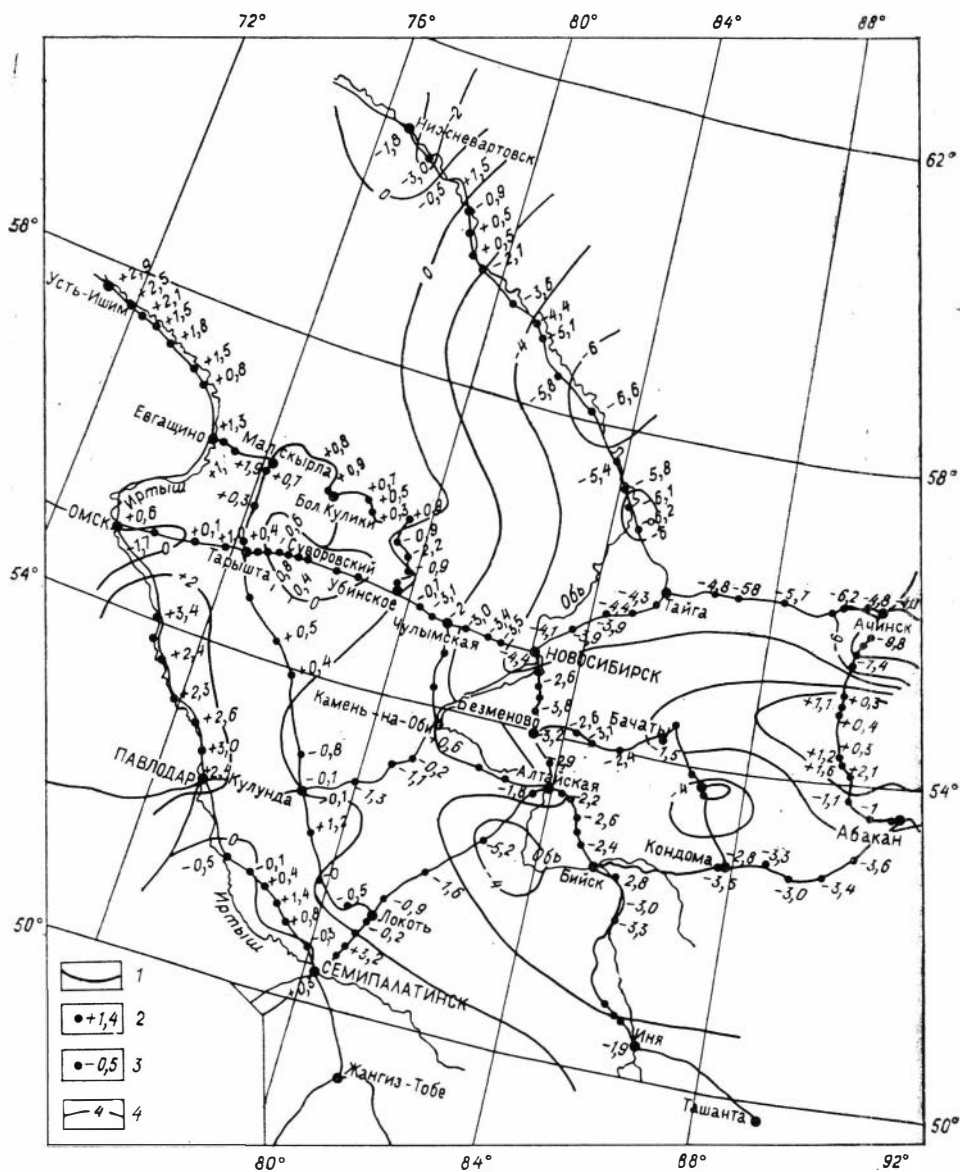


Рис. 27. Карта относительных скоростей (мм/год) современных вертикальных движений юга Западной Сибири за период 1932—1980 гг.

1 — линии повторного нивелирования; 2 — пункты, скорости которых уравниены совместно, и значения их скоростей; 3 — характерные пункты сети и их скорости; 4 — изолинии относительных скоростей вертикальных движений. За нулевой репер принят репер пос. Убинское.

В пространственном распределении относительных скоростей вертикальных движений в южной половине Западной Сибири наблюдается такая закономерность: западная и юго-западная части Кулундинско-Барабинской крупной впадины и западная половина Васюганской гряды испытывают поднятие с максимальной скоростью  $+3,5$  мм/год, остальная часть рассматриваемой территории опускается: скорость опускания восточной части Чановской впадины  $-5,2$  мм/год, Кузнецкого прогиба — более  $3,0$  мм/год, Назаровской и Минусинской впадин  $-9,0-3,0$  мм/год. Как видно из анализа «Карты относительных скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири», относительные скорости в южной половине изменяются от  $-6,5$  до  $+3,5$  мм/год; при этом ошибка определения скорости изменяется в основном в пределах  $0,0-2,0$  мм/год.

В районе Минусинских впадин вертикальные подвижки еще контрастнее; скорости на меньшей площади изменяются в еще больших пределах: от  $-9,8$  до  $+2,0$  мм/год, т. е. амплитуда движений достигает 12 мм/год.

Следует отметить, что на территории Западной Сибири в основном выполнены только два цикла нивелирования и лишь по линиям Новосибирск — Безменово — Алтайская, Алтайская — Локоть, Алтайская — Бийск выполнено третье нивелирование. Рассматриваемая выше карта относительных скоростей современных вертикальных движений составлена на период 1932—1980 гг. Анализ же карт, построенных подобным образом на две эпохи раздельно (1932—1955 и 1955—1980 гг.), выявил характер изменения скоростей вертикальных движений во времени в районе сопряжения Западно-Сибирской плиты с Алтае-Саянской областью. Как в первую, так и во вторую эпохи наблюдается опускание структур, но скорость прогибания во вторую эпоху возросла более чем в 2 раза. Так, если за 1932—1955 гг. скорость опускания реперов здесь достигала 2 мм/год, то во вторую эпоху (1955—1980 гг.) скорость опускания изменяется в пределах 3—9 мм/год.

Кроме обсуждаемых карт вертикальных движений была построена «Карта скоростей изменения наклонов земной поверхности». В качестве меры наклона земной поверхности возьмем горизонтальный градиент скоростей вертикальных движений.

Как известно [Гольдфайн, 1968], скорость изменения поля  $V_h$  в определенном (заданном) направлении  $l$  определяется формулой

$$\frac{dV_h}{dt} = \frac{\partial V_h}{\partial x} \cdot \frac{dx}{dt} + \frac{\partial V_h}{\partial y} \cdot \frac{dy}{dt} + \frac{\partial V_h}{\partial z} \cdot \frac{dz}{dt}. \quad (65)$$

Представив правую часть уравнения (65) в виде скалярного произведения двух векторов, получим

$$\frac{dV_h}{dt} = \left( \frac{\partial V_h}{\partial x} i + \frac{\partial V_h}{\partial y} j + \frac{\partial V_h}{\partial z} k \right) \left( \frac{dx}{dt} i + \frac{dy}{dt} j + \frac{dz}{dt} k \right). \quad (66)$$

Первый член формулы (66) называется градиентом поля  $V_h$  и обозначается  $\text{grad } V_h$ ; а второй вектор — это единичный вектор направления  $l$  и обозначается  $\tau$ . Таким образом,

$$\frac{dV_h}{dt} = \text{grad } V_h \tau. \quad (67)$$

Так как любой вектор при проектировании на различные направления дает самую большую проекцию, равную его длине, при проектировании на его собственное направление, то вектор  $\text{grad } V_h$  указывает в сторону наиболее быстрого возрастания поля  $V_h$ , причем эта наибольшая скорость, отнесенная к единице длины, равна абсолютному значению

$$|\text{grad } V_h| = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}, \quad \text{где } V_x = \frac{\partial V(x, y)}{\partial x}, \quad V_y = \frac{\partial V(x, y)}{\partial y}. \quad (68)$$

И чем быстрее меняется поле  $V_h$ , тем длиннее  $\text{grad } V_h$ . Следовательно, горизонтальный градиент связан с рассматриваемым полем, но остается неизменным при замене декартовых осей.

Все понятия, введенные для пространственного поля, переносятся с соответствующими упрощениями на плоское поле. Отметим, что при составлении карт скоростей поле скоростей не зависит от аппликаты  $z$ , тогда поле  $V_h = V_h(x, y)$  называется плоскопараллельным, градиент поля равен

$$\text{grad } V_h = \frac{\partial V_h}{\partial x} i + \frac{\partial V_h}{\partial y} j \quad (69)$$

и представляет собой вектор, лежащий в плоскости  $XOY$ . В каждой точке градиент поля нормален линиям равных значений поля скоростей, т. е. линии  $V_h(x, y) = \text{const}$ , проходящей через эту точку. Длина градиента

обратно пропорциональна расстоянию между этими изолиниями: там, где изолинии сближаются, градиент увеличивается.

При исследовании горизонтального градиента по направлению линии нивелирования вычисляется модуль горизонтального градиента скоростей вертикальных движений по формуле

$$|\text{grad } V_h| = \frac{V_{j+1} - V_j}{l_{j,j+1}}, \quad (70)$$

где  $V_j$  и  $V_{j+1}$  — скорости в  $j$ -й и  $j + 1$ -й точках нивелирной линии, расположенных одна от другой на расстоянии  $l_{j,j+1}$ . Из приведенной формулы видно, что чем больше изменение скорости и чем короче расстояние, тем больше значение горизонтального градиента. Вычисленный таким образом градиент будет приближаться к своему максимальному значению в том случае, если линия нивелирования располагается вкрест простирания активной геологической структуры (например, под прямым углом к пересекаемому разлому земной коры).

Горизонтальный градиент скорости современных вертикальных движений земной поверхности является мерой изменения ее наклона. Картирование площадного распределения изменений наклонов земной поверхности можно выполнить двумя способами.

*Первый способ* — составление карт-схем горизонтальных градиентов скорости вертикальных движений с указанием в точках пересечения двух или более линий нивелирования векторов скорости изменения наклона земной поверхности и его направления, при этом могут быть определены региональные и локальные векторы. Для выполнения подобных построений вычисляется горизонтальный градиент скорости по направлению линии нивелирования по формуле (68). Зная скорости изменения наклона земной поверхности по направлениям нескольких линий нивелирования, можно вычислить скорости изменения и направление истинного наклона земной поверхности. Изменение наклона по каждой линии нивелирования, вычисленное по приведенной формуле, можно представить уравнением

$$i''_{i,j+1} = i''_x \cos a_{j,j+1} + i''_y \sin a_{j,j+1}, \quad (71)$$

где  $i''_x$  и  $i''_y$  — составляющие скорости наклона в плоскости меридиана и первого вертикала соответственно;  $i''_{i,j+1} = |\text{grad } V_h| \rho''$ ;  $a_{j, i+1}$  — азимут участка нивелирной линии (секции) между  $j$ -м и  $(j + 1)$ -м реперами. Решая систему таких уравнений, число которых равно числу нивелирных линий, пересекающихся в узловой точке, по способу наименьших квадратов, можно получить  $i''_x$  и  $i''_y$ , по которым легко вычисляются значения истинного (максимального) изменения наклона  $I$  и его направление  $A$ :

$$I = \sqrt{i''_x{}^2 + i''_y{}^2}, \quad A = \text{arctg } \frac{i''_y}{i''_x}. \quad (72)$$

На рис. 28 представлена схема скоростей изменения наклонов земной поверхности южной части Западной Сибири, вычисленных по формуле (72) в узловых точках нивелирной сети. Векторы скоростей изменения наклона локальных структур направлены в сторону унаследованных впадин Западной Сибири (Купинский, Иртышский и Кузнецкий прогибы, Кулундинская, Назаровская, Минусинская впадины и др.); в региональном плане намечается тенденция общего перекоса Западно-Сибирской плиты к востоку, в сторону Енисейской складчатости. Возможно, это является результатом раздвигания в зоне Колтогорско-Урепгойского грабен-рифта и поднятия Уват-Ханты-Мапсийского кристаллического массива.

*Второй способ* — составление карт горизонтальных градиентов в изолиниях по карте скоростей современных вертикальных движений с

использованием формул, приведенных в главе 1. На рис. 29 изображена «Карта горизонтальных градиентов скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири», на которой изолиниями даны значения равных скоростей изменения наклона земной поверхности в единицах  $10^{-8}$  год $^{-1}$ ; стрелками показаны направления изменения наклона. Как видно из рис. 29, вся южная часть Западной Сибири наклоняется к востоку со скоростью, изменяющейся в пределах от  $0,5 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$  до  $1,5 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$ . В районе Батеневской межвпадинной перемычки (Присянский район) изменения наклона со скоростью до  $3,5 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$  направлены к северу — в сторону Назаровской и Северо-Минусинской впадин — и к югу — в сторону Южно-Минусинской впадины. Сопоставление представленной карты с картой углов наклона рельефа Западной Сибири, составленной В. Т. Трофимовым [1980], показало, что невысокие значения градиента скорости современных вертикальных движений приурочены главным образом к областям с углами наклона рельефа, не превышающими  $0,5^\circ$ . На участке с углами наклона рельефа, превышающими  $6^\circ$  (Приобское, Предалтайское и Предсалаирское плато), значения горизонтальных градиентов скорости возрастают в 2—3 раза по сравнению со значениями таковых в западной половине Западно-Сибирской плиты.

На рис. 30 представлена «Карта скоростей изменения кривизны земной поверхности юга Западной Сибири», которая построена с применением формул (44, 45), приведенных в главе 1. На этой карте, так же как и на карте скоростей современных вертикальных движений, оконтуриваются впадины и разделяющие их хребты. Но в отличие от последней она позволяет четко выделять плоские, вогнутые и выпуклые области. Скорости изменения кривизны земной поверхности южной части Западной Сибири находятся в довольно узком диапазоне: от  $-1,0$  до  $+1,0$  мм/(км·год). Положительными значениями скорости изменения кривизны (прогибание) характеризуются Северо-Барабинская наклонная приподнятая равнина и восточная часть Кулундипско-Барабинской впадины, в то время как западная часть последней с прилегающими районами изгибается вверх (отрицательная кривизна) со скоростью до  $-1,0$  мм/(км·год). Изменения кривизны земной поверхности со скоростью, близкой к нулю, характерны для Приобского и Предсалаирского плато. Наиболее интенсивное прогибание (до  $-3$  мм/(км·год)) зафиксировано в районе Минусинских впадин. Хорошая согласованность скоростей изменения кривизны земной поверхности с характером проявления неотектопических движений позволяет подтвердить еще раз вывод об унаследованности современных вертикальных движений в прилегающих к Западно-Сибирской плите районам Алтае-Саянской области.

Для того чтобы представить модель нарушенной и деформированной земной поверхности юга Западной Сибири, поле абсолютных скоростей современных вертикальных движений изображено в аксонометрической проекции. Объемная (стереоскопическая) картина вертикальных перемещений (деформаций) изображена на рис. 31.

Сеть линий повторного нивелирования на территории Западной Сибири послужила основой для составления «Схемы скоростей относительного изменения превышений в Обь-Иртышском междуречье Западно-Сибирской плиты». При составлении этой схемы для каждой секции имеющих линий повторного нивелирования вычислено отношение разности скоростей вертикальных движений между смежными реперами к разности их высот, или отношение скорости изменения высоты к самой высоте точки земной поверхности, т. е.

$$\delta_H = \frac{V_{i+1} - V_i}{H_{i+1} - H_i}. \quad (73)$$

Эта инвариантная величина приписывается к  $i + 1$ -й точке и позволяет оценить темп прогибания (или поднятия), а также степень унаследован-



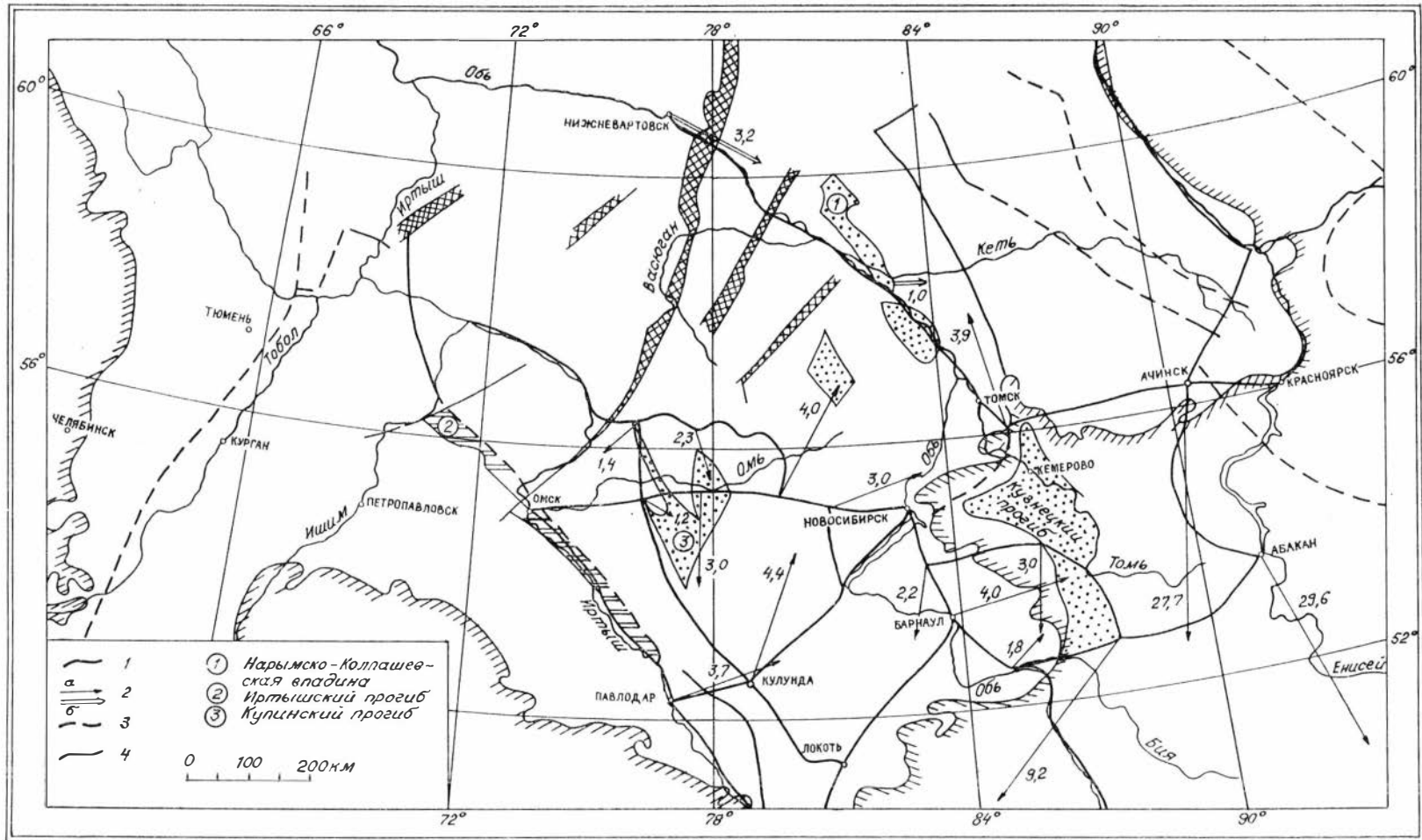


Рис. 28. Схема скоростей изменения наклонов земной поверхности юга Западной Сибири.

1 — линии повторного нивелирования; 2 — векторы скорости изменения наклонов (*a* — локальных, *b* — региональных) земной поверхности (мс/год); 3 — основные разломы; 4 — граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

ности современными движениями общего тектонического режима той или иной структуры; при этом для унаследованно развивающихся структур она положительна, для инверсионно развивающихся — отрицательна.

На территории Западной Сибири вычислено 800 значений скорости относительно изменения превышений. Наиболее часто наблюдаются значения от 0,00 до  $\pm 0,05 \cdot 10^{-3}$  год<sup>-1</sup>. В 2 раза меньше значений от  $\pm 0,05$  до  $\pm 0,10 \cdot 10^{-3}$  год<sup>-1</sup>, еще большие значения  $\delta_H$  встречаются очень редко. Из анализа характера пространственного изменения рассматриваемой величины  $\delta_H$  Западной Сибири прослеживается такая закономерность: максимальные ее значения приурочены главным образом к зонам разломов и другим геоморфологически выраженным границам блоков, выделенным на «Карте новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири» [1981].

Из 36 геоморфологически выраженных зон 24 совпадают с реперами, имеющими положительное значение  $\delta_H$ . В восьми зонах чередуются по-

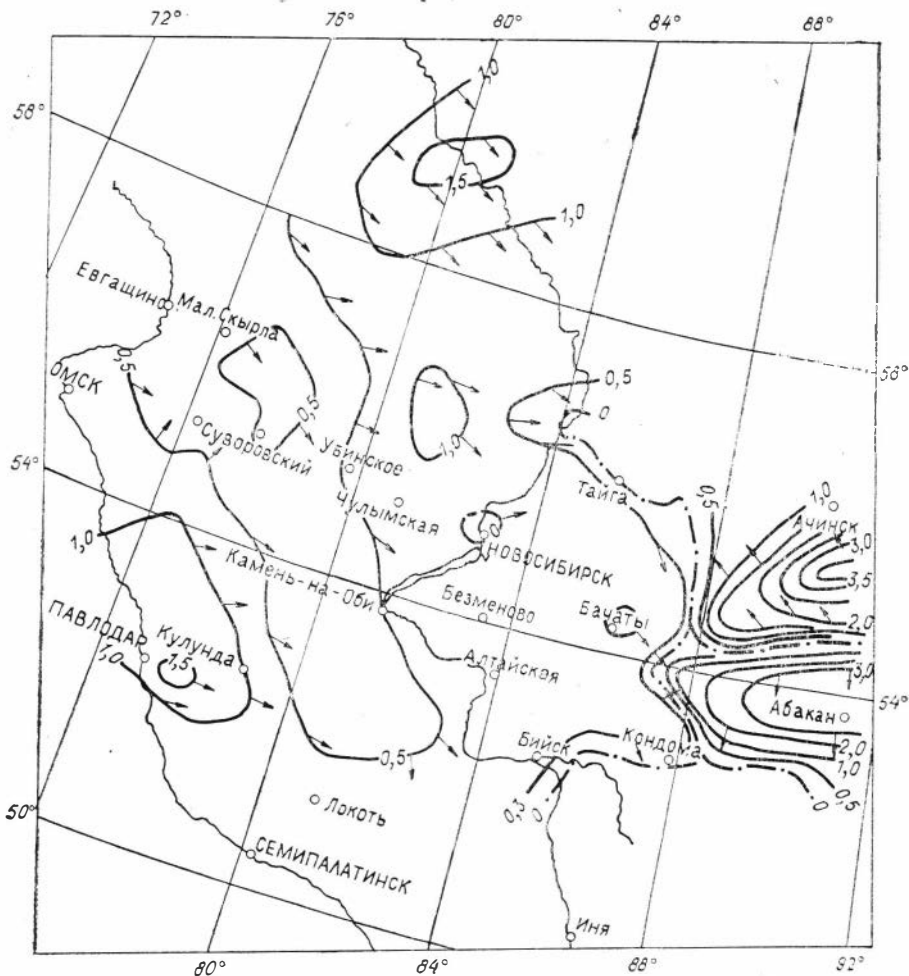


Рис. 29. Карта горизонтальных градиентов скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири (1984 г.). Изолиниями изображены значения равных скоростей изменения наклона земной поверхности в единицах  $10^{-8}$  год<sup>-1</sup>.

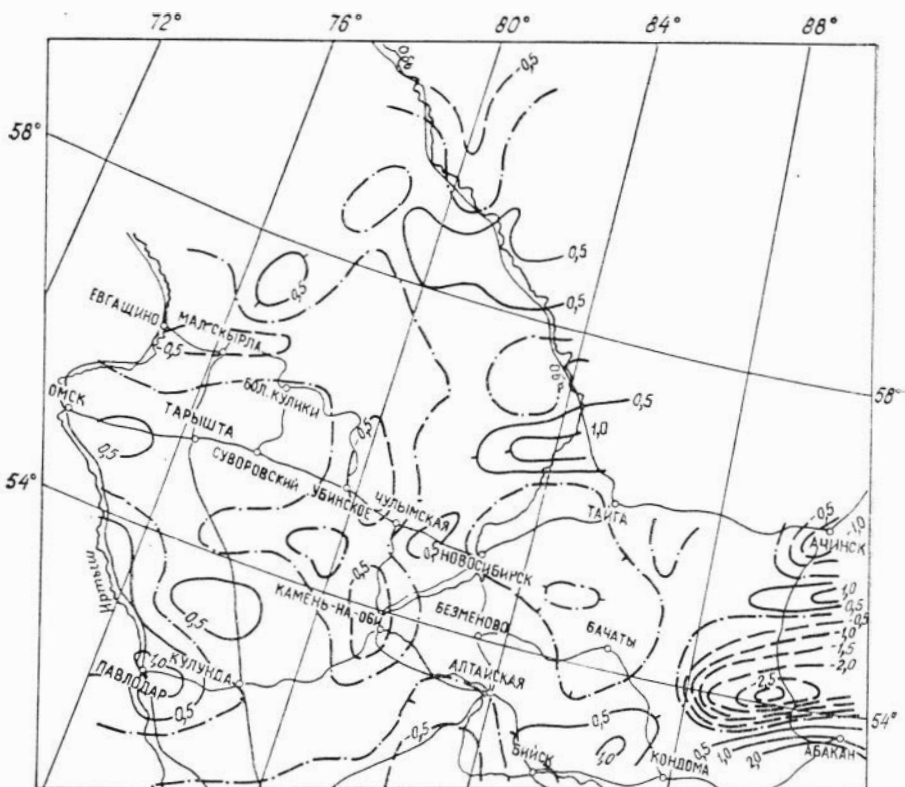


Рис. 30. Карта скоростей изменения кривизны земной поверхности юга Западной Сибири (1984 г.).

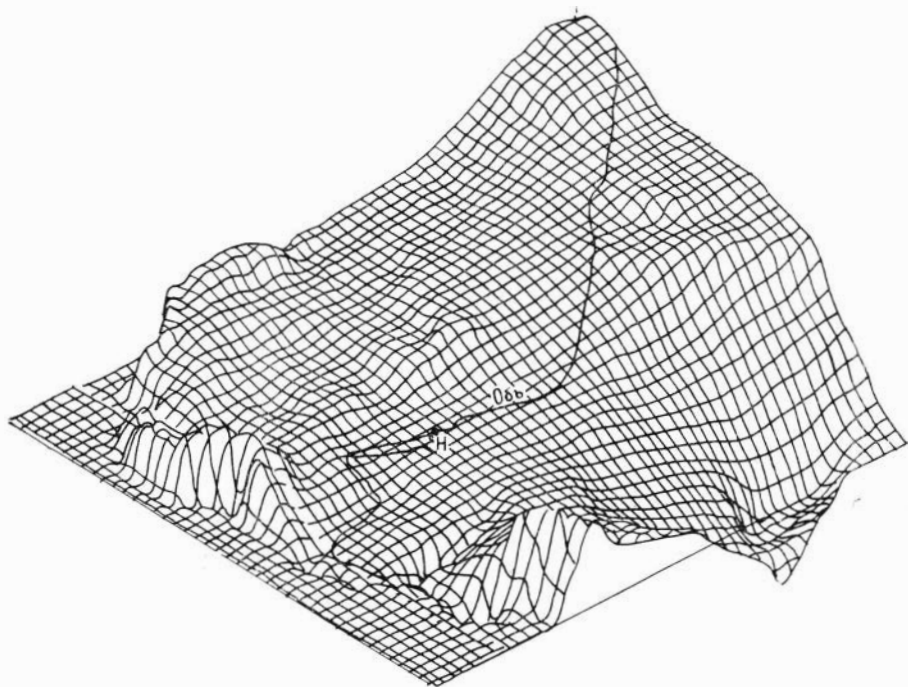


Рис. 31. Объемное (стереоскопическое) изображение поверхности деформирования юга Западной Сибири (Н — Новосибирск). Рисовка выполнена С. Р. Афанасьевым на ЭВМ.

ложительные и отрицательные значения, и только четырем зонам соответствуют реперы с отрицательными значениями этой величины. Это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что унаследованный характер зон разломов значительно преобладает над инверсионным.

В узлах пересечения разломов или в зонах разломов, разграничивающих положительные и отрицательные структуры фундамента, значения скорости относительного изменения превышений на один или два порядка выше фоновых значений. Такие же значения этой величины и в свдвговых зонах (зонах смещения), которые в горизонтальных градиентах далеко не всегда выражены.

Таким образом, данные повторного нивелирования на территории Западной Сибири позволяют получить некоторые числовые кинематические характеристики земной поверхности (скорости вертикальных движений, скорости изменения наклонов и кривизны земной поверхности, относительное изменение длин линий, обусловленное вертикальными перемещениями точек земной поверхности, скорость относительного изменения превышений), которые могут быть использованы для построения различных геодинамических моделей.

#### **4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАРТ СКОРОСТЕЙ И ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИБАЙКАЛЯ И ЗАБАЙКАЛЯ**

«Карта относительных скоростей современных вертикальных движений Прибайкалья и Забайкалья», составленная по методике, изложенной в п. 4.1, представлена на рис. 32.

Региональное изучение современных вертикальных движений Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья было начато Институтом геологии и геофизики СО АН СССР в 1960-х годах. В настоящее время на этой территории предприятиями ГУГКа построена целая сеть линий повторного нивелирования. Основные результаты обобщения, систематизации и анализа этой сети были получены нами к 1975 г. и обсуждались в различных аспектах [Колмогоров, Колмогорова, 1975; и др.]. В частности, в перечисленных работах приведены доказательства возможности применения геодезических данных для составления обсуждаемой карты скоростей современных вертикальных движений.

Результаты повторного нивелирования отдельных профилей сведены в единую систему, за исходный пункт которой была принята марка (мр. б/№), заложённая в здании дело ст. Красноярск. Для составления представленной карты кроме линии повторного нивелирования I класса Красноярск — Владивосток использована сеть нивелирования II класса, в пределах которой повторные измерения выполнены на семи полигонах (I—VII): Иркутск — Качуг — Зундук — Нижнеангарск — Могойто — Татаурово — Иркутск (I), Култук — Жемчуг — Кяхта — Улан-Удэ — Култук (II), Улан-Удэ — Баяга — Улан-Удэ (III), Улан-Удэ — Могойто — Чита — Улан-Удэ (IV), Чита — Оловянная — Букукун — Хилок — Чита (V), Кайдалово — Чита — Нерчинск — Оловянная — Кайдалово (VI), Мозгон — Романовка — Зилово — Мозгон (VII) (рис. 33).

Кроме перечисленных линий государственного нивелирования систематические наблюдения велись Институтом геологии и геофизики СО АН СССР на профилях Байкальского геодинамического полигона. Общая протяженность используемых линий около 15 тыс. км. Интервалы времени между повторными нивелировками линий государственной сети — от 18 до 30 лет.

Как видно из табл. 7, значения невязок (за исключением полигона II) меньше допустимых. Незамыкающие этого полигона можно объяснить качеством нивелирования, не удовлетворяющим требованиям при изуче-



**Рис. 32.** Карта относительных скоростей современных вертикальных движений Прибайкалья и Забайкалья.

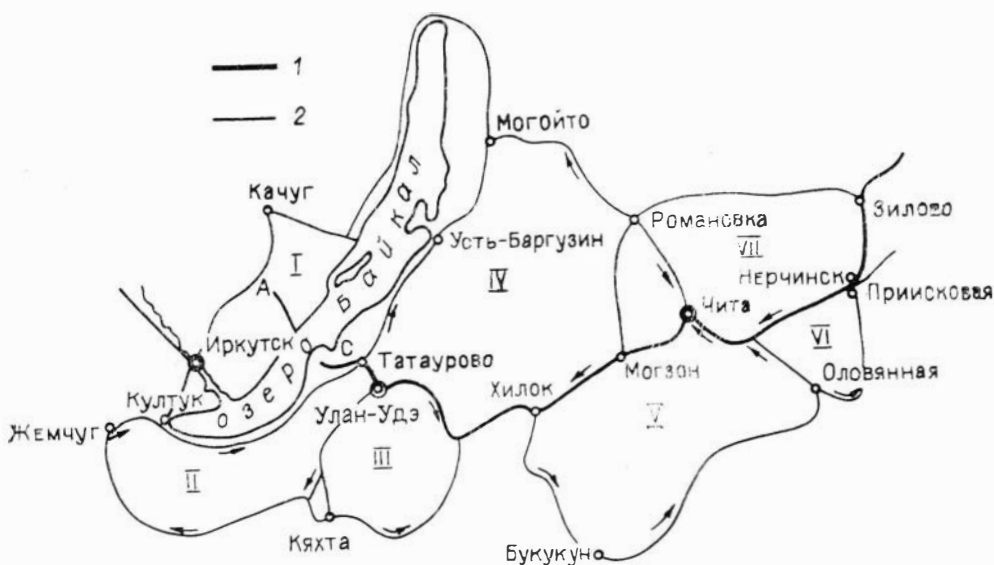
1 — граница Сибирской платформы; 2 — Байкальская рифтовая зона; 3 — высота рельефа (м); 4 — впадины (а — кайнозойские, б — мезозойские); 5 — юрские отложения Иркутского амфитеатра; 6 — вулканические конусы; 7 — границы центрального вулканического Витимского плоскогорья; 8 — зоны максимальной мощности юрских отложений; 9 — главнейшие глубинные разломы; 10 — маршруты ГСЗ с осредненным значением глубин до поверхности мантии (км); 11 — граница области с пониженной скоростью на поверхности мантии; 12 — участки резких уступов в рельефе поверхности мантии; 13 — характерные пункты сети и их скорости (мм/год); 14 — изолинии скоростей современных вертикальных движений (а — основные, через 4 мм/год, б — дополнительные, в — гипотетические). На врезке: 1 — линии повторного нивелирования; 2 — линии равных точностей определения скоростей вертикальных движений; 3 — величина случайной средней квадратической ошибки определения скорости.

нии современных движений, на отдельных участках линии Кяхта — Жемчуг — Култук. Все полигоны были уравнены по способу условных измерений, в результате чего определены вероятнейшие значения скоростей в узловых точках, принятых в дальнейшем за жесткие, и скорости промежуточных реперов всех линий. Средняя квадратическая ошибка определения скорости, полученная при уравнивании, равна  $\pm 0,07$  мм/год на 1 км. Значение этой «километровой» ошибки использовано для оценки точности определения скоростей движения реперов, удаленных на различные расстояния от исходного. На врезке к карте (см. рис. 32) в изолиниях показана точность определения величин скорости вертикальных движений, которая колеблется от 0 в Красноярске до  $\pm 2,8$  мм/год в восточной части территории. Сечение изолиний вертикальных движений (изобаз) на карте принято равным 2 мм/год.

Наметившиеся тенденции пространственного распределения современных вертикальных движений и их дифференциация связаны прежде всего с крупными морфоструктурами. При более же детальном анализе установлены следующие закономерности.

1. Восточнее Красноярска на протяжении 500 км значения скоростей движений изменяются в пределах от  $-0,1$  до  $+3$  мм/год; приближаясь к Иркутскому амфитеатру, скорости резко возрастают и в его пределах достигают  $+8$  мм/год.

2. Собственно рифтовая зона и ее ближайшее горное обрамление характеризуются наиболее высокими контрастами скоростей вертикальных



**Рис. 33.** Схема полигонов повторного нивелирования на территории Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья.

1, 2 — линии нивелирования I и II классов. А — Ангинский, С — Селенгинский профили.

Таблица 7

Значения невязок относительных скоростей при замыкании полигонов

Полигон	Невязка скоростей $f$ , мм/год		Периметр полигона, км	Процент разрыва линий повторного нивелирования
	измеренная	допустимая		
I	-6,2	±8,0	2255	5,0
II	+6,7	5,8	1190	0,8
III	-0,9	4,3	780	1,3
IV	-4,1	6,7	1605	1,0
V	+0,7	6,1	1339	0,0
VI	+0,6	3,8	554	0,0
VII	+4,3	6,6	1535	1,3

движений. Значения скорости здесь меняются в основном от +10 до +20 мм/год, причем максимальные скорости относятся к зонам новейшего и современного (голоценового) вулканизма в районах Ама-латского хребта Витимского плоскогорья и западного подножия хребта Малого Хамар-Дабана. Именно в этих зонах происходит интенсивная современная перестройка древних морфоструктурных планов, связанная с рифтогенезом [Сейсмическое районирование..., 1977].

На общем фоне высоких скоростей вертикальных дви-

жений рифтовые впадины исследуемой зоны характеризуются наименьшими скоростями. Так, в Усть-Селенгинской впадине по мере приближения к оз. Байкал скорости уменьшаются от +12 до +6 мм/год. В пределах же Баргузинской и Тункинской рифтовых впадин уменьшение скорости не столь резкое (1—2 мм/год), что, по-видимому, объясняется тем, что эти значения скоростей характеризуют не центральную часть, а борта впадин, поскольку линии нивелирования проложены в зоне сопряжения впадин с положительными структурами.

3. При переходе от Байкальской рифтовой зоны к Западному Забайкалью резких перепадов в значениях скоростей вертикальных движений не наблюдается. Для Западно-Забайкальской же зоны мезозойско-кайнозойской активизации по мере удаления ее от Байкальской рифтовой зоны значения скорости движений постепенно уменьшаются с северо-запада на юго-восток. Если в пределах Хилокской зоны наблюдаются в основном скорости 12 мм/год, то в Восточном Забайкалье они достигают величины только +3 мм/год.

Таким образом, Байкальский свод находит отчетливое отображение в современных вертикальных движениях земной поверхности, и современные границы его, проходящие на востоке далеко за пределами собственно Байкальской рифтовой зоны, совпадают с границами области повышенных скоростей вертикальных движений.

Анализ горизонтальных градиентов скорости вертикальных движений, вычисленных по отдельным профилям нивелирования (рис. 34), показал, что полосы повышенных значений градиентов соответствуют во многих случаях зонам контакта блоков земной коры. Как видно на карте горизонтальных градиентов скорости движений, активные границы блоковых структур фиксируют зоны максимальных значений градиента. Локализация зон с максимальными наклонами земной поверхности пространственно совпадает с зонами таких глубинных разломов, как Приморский, Джидда-Витимский, Селенгино-Амалатский, Монголо-Охотский и др.

Карта горизонтальных градиентов скорости вертикальных движений Прибайкалья и Забайкалья, изображенная на рис. 35, построена путем вычисления для каждой линии нивелирования значений градиентов скоростей вертикальных движений по формуле

$$\text{grad } V \approx \frac{V_2 - V_1}{l} \rho'', \quad (74)$$

где  $V_1$  и  $V_2$  — скорости смещения земной поверхности в двух точках (мм/год), отстоящих друг от друга на расстоянии  $l$  (км). На этой карте видно, что локализация зон с максимальными величинами наклонов зем-

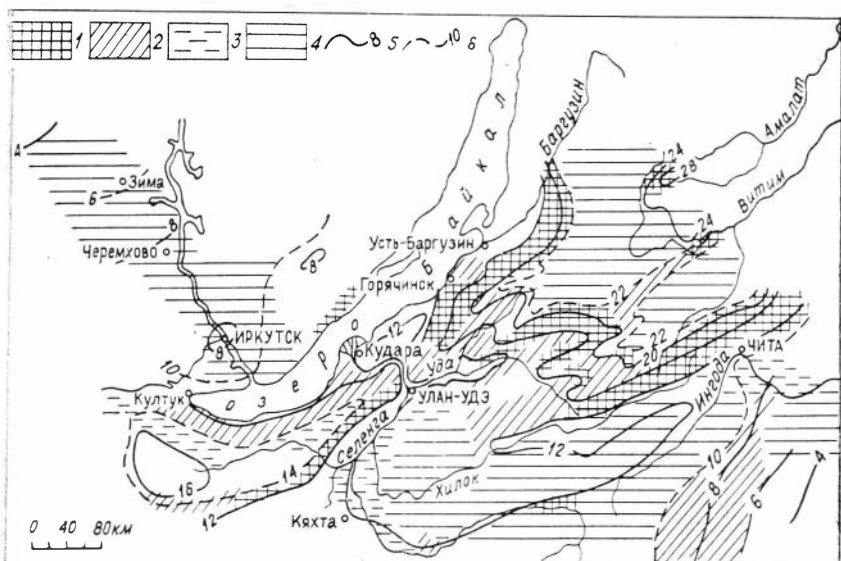


Рис. 34. Карта горизонтальных градиентов скорости современных вертикальных движений Южного Прибайкалья и Забайкалья. Значения  $\text{grad } V_h$  (дуговые секунды за год): 1 — 0,04—0,06 и выше, 2 — 0,02—0,04, 3 — 0,01—0,02, 4 — менее 0,01; 5, 6 — изолинии относительных скоростей современных вертикальных движений (мм/год): 5 — основные, 6 — дополнительные.

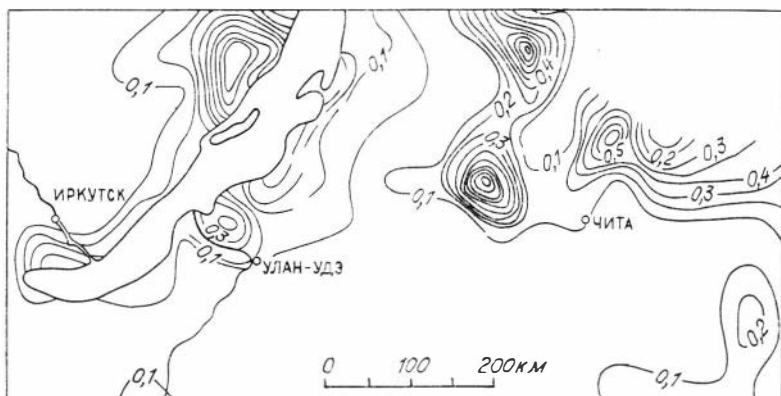


Рис. 35. Карта горизонтальных градиентов скоростей современных вертикальных движений Прибайкалья и Забайкалья. Изолинии проведены через  $0,1 \cdot 10^{-7}$ .

ной поверхности пространственно совпала с известными контактами блоков земной коры: с зонами глубинных разломов — Приморского, Джида-Витимского, Селенгино-Амалатского, Монголо-Охотского и др. В пределах Иркутского амфитеатра и Восточного Забайкалья градиент скорости не превышает  $0,02$  с/год. В Байкальской рифтовой зоне значения градиента меняются от  $0,02$  до  $0,06$  с/год. На основе карты относительных скоростей вертикальных движений (см. рис. 32) была составлена схема горизонтальных градиентов скоростей современных движений для южной части Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья, на которой изолиниями изображены значения равных скоростей изменения наклона земной поверхности в единицах  $0,1 \cdot 10^{-7}$ . (Методика построения подобных карт приведена в главе 1.) Как видно из рис. 35, максимальные значения наклонов земной поверхности зафиксированы в пределах Байкальского хребта и в зоне сочленения хребтов Баргузинского и Улан-Бургасы с Витимским плоскогорьем.



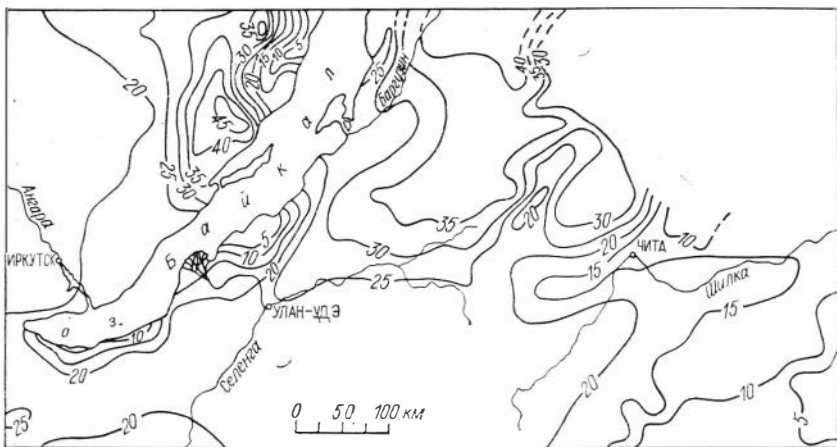


Рис. 36. Карта скорости изменения кривизны земной поверхности (изгибовой деформации) Прибайкалья и Забайкалья. Изолинии проведены через  $5 \cdot 10^{-12}$ .

При сравнении этой схемы с подобной картой, составленной на Западную Сибирь (см. рис. 29), видно, что скорости изменения наклона земной поверхности Прибайкалья и Забайкалья на порядок выше таковых в Западной Сибири.

Карта скорости изменения кривизны земной поверхности Прибайкалья и Забайкалья (рис. 36) позволяет говорить о положительном значении изгибовой деформации. Максимальные значения последней (до  $40,5 \cdot 10^{-12}$ ) зарегистрированы в Байкальской рифтовой зоне.

#### 4.3. ОПИСАНИЕ КАРТ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Карта относительных скоростей современных движений земной поверхности Южной Сибири. Геодезической основой карты скоростей современных вертикальных движений земной поверхности юга Сибири является сеть повторного нивелирования I и II классов, выполненная предприятиями ГУГКа при СМ СССР за период 1930—1980 гг.

Нивелирная сеть (рис. 37) состоит из 70 линий, образующих 20 полигонов с периметрами от 536 до 3337 км и невязками, колеблющимися в диапазоне от  $+0,6$  до  $-18,4$  мм/год и не выходящими за пределы допустимых значений. Линии устье Подкаменной Тунгуски — Байкат — Ербогачен, Усть-Кут — Оскоба, Тайшет — Дворец в уравнивании сети не использовались, а рассматривались как висячие ходы; скорости их реперов вычислялись путем передачи уравниваемого значения скорости ближайшего репера сети.

Сеть уравнивалась параметрическим способом на ЭВМ ЕС-1055 вычислительного центра ИГиГ СО АН СССР. Средняя квадратическая ошибка уравнивания сети равна  $\pm 0,09$  мм/год на 1 км. Вес каждой линии повторного нивелирования вычислялся по формуле

$$P = \frac{100}{(\eta_1^2 + \eta_2^2) L} \cdot \left(\frac{\Delta T}{25}\right)^2,$$

где  $\eta_1$  и  $\eta_2$  — средние квадратические ошибки нивелирования 1 км двойного хода;  $L$  — длина линии, км;  $\Delta T$  — интервал времени между смежными нивелировками, лет; 25 — усредненный период между смежными

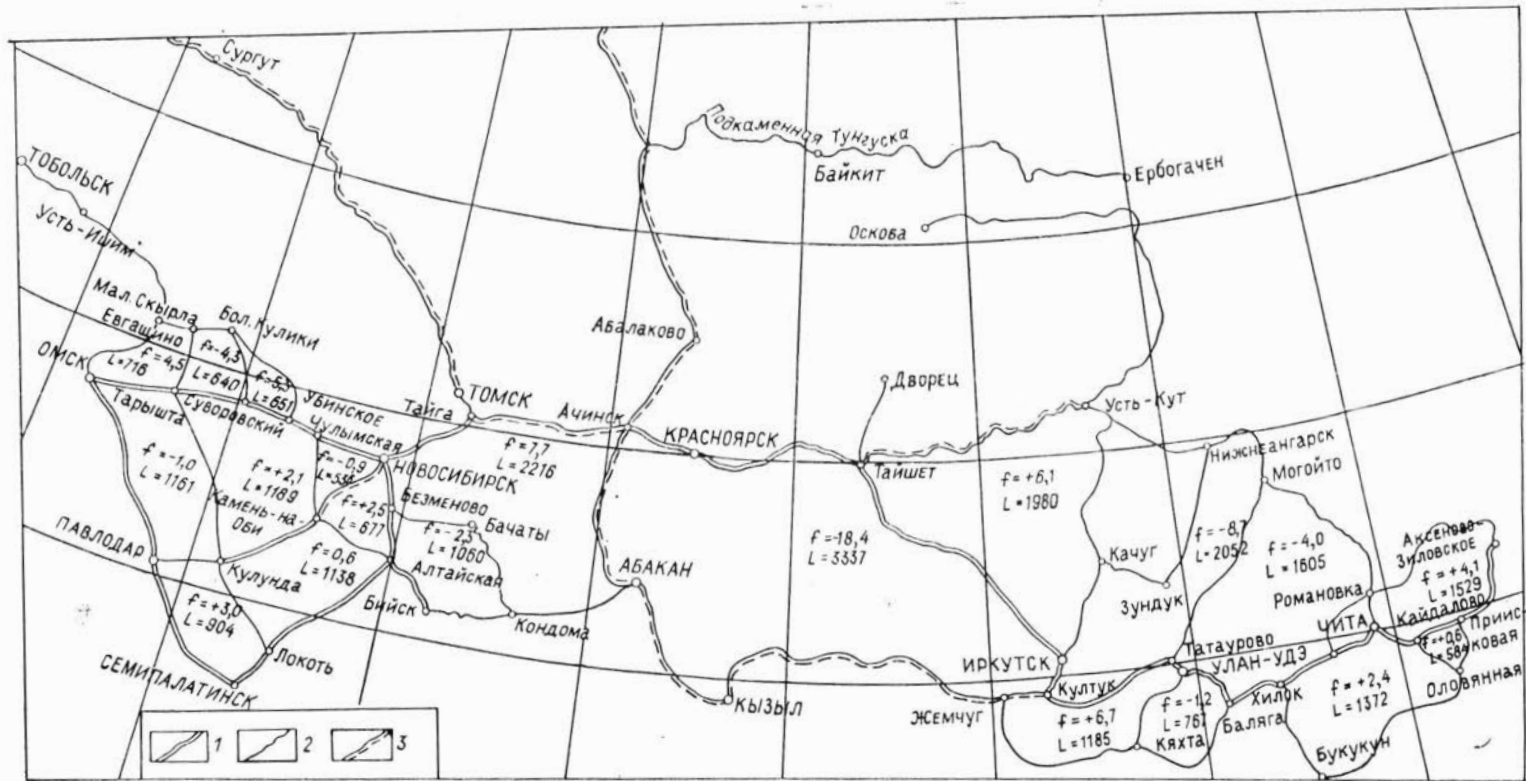


Рис. 37. Схема полигонов повторного нивелирования на территории Южной Сибири.

1, 2 — линии нивелирования I и II классов; 3 — линии нивелирования II класса, перекрытые нивелированием I класса.  $f$  — связь скорости вертикальных движений в полигонах (мм/год);  $L$  — периметр полигона (км).

ивелировками ( $\Delta T_{\text{ср}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta T_i = 27,2$  года,  $n$  — число линий). Характеристика используемых линий ивेलирования дана в табл. 8.

Наряду с геодезической основой большое принципиальное значение имеет морфоструктурное обоснование карты современных вертикальных движений, так как оно отражает изменения во времени и площадную дифференциацию геодинамических процессов, прежде всего рельефообразующих.

Результаты сопоставления современных вертикальных движений с новейшими тектоническими элементами и структурами фундамента различных регионов СССР засвидетельствовали их тесную генетическую соподчиненность. Ниже рассмотрим в региональном плане соотношения современных вертикальных движений с новейшими тектоническими элементами и структурами фундамента Южной Сибири.

Южная Сибирь включает южные части Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, а также обрамляющие области горообразования: северные части Центрально-Казахстанского и Алтае-Саянского сводово-глыбовых поднятий, сводово-глыбовое поднятие Енисейского кряжа, Байкальскую рифтовую зону и Западно-Забайкальскую синклинорную зону [Новейшая тектоника..., 1981].

*Области горообразования*, вошедшие в рамки карты скоростей современных вертикальных движений юга Сибири (рис. 38), на современном этапе своего развития испытывают в целом поднятие, за исключением некоторых структур Алтае-Саянской области. Имея различный геологический возраст и испытав различной дифференцированности тектонические движения в новейший этап, структуры областей горообразования характеризуются различной интенсивностью современных вертикальных движений. Основной чертой всей области горообразования является закономерное изменение скоростей современных вертикальных движений с запада на восток.

В структурах Центрального Казахстана и Салаиро-Кузнецкой области, испытавших платформенный режим тектонического развития и принадлежащих к категории относительно стабильных неотектонических элементов, скорости современных вертикальных движений принимают в основном нулевые значения в Центральном Казахстане и значения 0—2 мм/год в Салаиро-Кузнецкой области. Отмечается относительно плавный характер границ Центрально-Казахстанского поднятия и с Западно-Сибирской плитой, обусловленный вовлечением юго-западной части плиты в общее поднятие.

Сводово-глыбовое поднятие Енисейского кряжа, испытавшее в новейший этап переходный режим тектонического развития от платформенного к горообразовательному и отнесенное к возрожденным структурно-геоморфологическим элементам, испытывает слабо выраженное прогибание, за исключением Южно-Енисейского поднятия, наследующего южную приподнятую часть древней структуры Енисейского кряжа. Скорость его современного поднятия 2—4 мм/год.

Структуры Алтае-Саянской области, входящей в обширный Центрально-Азиатский активизированный пояс, отнесены также к территории возрожденных гор Сибири. Характерное для этой области закономерное изменение степени неотектонической переработки с востока на запад (в зоне сочленения с Байкальской рифтовой зоной переработка наибольшая), по-видимому, повлияло и на распределение скоростей современных движений. Западная часть Восточного Саяна, где наблюдается совпадение в общих чертах новейших и древних структур, сохраняет и на современном этапе тенденцию к поднятию, которое имеет отчетливый наклон на юго-восток. Восточная часть Восточного Саяна, представленная структурными ступенями, служит пограничной зоной между этим поднятием и поднимающимся Иркутским амфитеатром. Этой части соответствует

## Характеристика линий повторного нивелирования

№ п/п	Линия	Длина линии, км	Класс (разряд) нивелиро- вания	Годы нивели- рования	Средние квадратич- еские ошибки на 1 км двойного хода, мм/км		Вес линии P
					$\eta$	$\sigma$	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Красноярск — Тайшет	444	I	1937—1943	$\pm 0,75$	$\pm 0,11$	0,16
			I	1962—1965	0,68	0,04	
2	Тайшет — Иркутск	726	I	1937—1943	0,75	0,11	0,11
			I	1962—1965	0,68	0,04	
3	Иркутск — Култук	118	I	1937—1939	0,79	0,02	0,70
			I	1962—1965	0,68	0,04	
4	Култук — Жемчуг	100	II	1938—1940	1,20	0,25	0,67
			I	1969—1973	0,86	0,00	
5	Жемчуг — Кызыл	822	II	1962—1967	1,08	0,00	1,83
			I	1969—1973	0,86	0,06	
6	Кызыл — Абакан	471	II	1947	1,80	—	0,48
			I	1971—1975	0,51	—	
7	Тайшет — Усть-Кут	476	II	1941, 1961	1,57	0,18	1,06
			I	1970	0,53	0,01	
8	Усть-Кут — Качуг	512	II	1938—1939	1,50	—	0,11
			II	1971—1973	0,84	0,11	
9	Качуг — Иркутск	267	II	1937	1,50	—	0,22
			II	1971	0,88	0,23	
10	Качуг — Зундук	158	II	1961, 1967, 1969	1,53	0,10	0,03
			II	1972	1,53	0,01	
11	Зундук — Нижнеан- гарск	349	II	1961—1963	$\pm 1,53$	$\pm 0,10$	0,01
			II	1967—1971	1,16	0,23	
12	Нижнеангарск — Могой- то	390	II	1938—1941	1,20	0,25	0,10
			II	1972	0,83	0,23	
13	Могойто — Татаурово	461	II	1938	1,20	0,25	0,09
			II	1972	0,95	0,02	
14	Култук — Татаурово	304	I	1937—1939	0,80	0,17	0,37
			I	1964—1967	0,71	0,03	
15	Татаурово — Улан-Удэ	42	I	1937—1938	0,80	0,17	2,67
			I	1964—1967	0,71	0,03	
16	Улан-Удэ — Кяхта	218	II	1937	1,20	0,14	0,37
			II	1970—1971	0,92	0,00	

1	2	3	4	5	6	7	8
17	Кяхта — Жемчуг	519	I	1918—1940	1,20	0,25	0,12
			II	1973	0,94	0,33	
18	Улан-Удэ — Баляга	167	I	1937—1938	0,80	0,17	0,67
			I	1964—1967	0,71	0,03	
19	Баляга — Хилок	139	I	1938	0,78	0,16	0,81
			I	1964—1967	0,71	0,03	
20	Хилок — Чита	272	I	1938	0,78	0,16	0,41
			I	1964—1967	0,71	0,03	
21	Чита — Романовка	184	II	1943—1944	1,27	—	0,33
			II	1971	0,75	0,02	
22	Романовка — Могойто	335	II	1943—1944	1,58	0,25	0,19
			II	1971	0,75	0,02	
23	Могзон — Романовка	253	II	1943—1944	1,44	0,05	0,41
			II	1972—1973	0,76	0,00	
24	Романовка — Зилово	656	II	1943—1944	$\pm 1,58$	$\pm 0,25$	0,21
			II	1971—1974	0,68	0,00	
25	Зилово — Присковая	173	I	1937—1938	0,78	0,16	0,70
			I	1964—1967	0,71	0,03	
26	Присковая — Кайдалово	190	I	1956—1958	0,78	0,16	0,74
			I	1971—1974	0,62	0,03	
27	Кайдалово — Чита	118	I	1937	0,78	0,16	1,02
			I	1964—1967	0,71	0,03	
28	Чита — Могзон	139	I	1937—1938	0,78	0,16	0,85
			I	1964—1967	0,71	0,03	
29	Баляга — Кяхта	400	II	1936	1,44	0,00	0,13
			II	1970—1971	1,03	0,00	
30	Хилок — Оловянная	818	II	1937—1938	0,90	0,16	0,13
			II	1970—1971	0,82	0,13	
31	Кайдалово — Оловянная	132	II	1937—1938	0,90	0,16	0,12
			II	1970—1971	0,82	0,13	
32	Оловянная — Присковая	262	II	1937—1938	0,90	0,16	0,06
			II	1970—1971	0,82	0,13	

градиентная зона скоростей современных движений, осложненная локальными грабенообразными прогибами.

Область Минусинских впадин испытывает контрастные вертикальные движения. Скорость вертикальных движений здесь варьирует от  $-8$  мм/год в Назаровской впадине до  $+4$  мм/год в структурных перемычках (Солгонский и Батеневский выступы). Структуры западной части

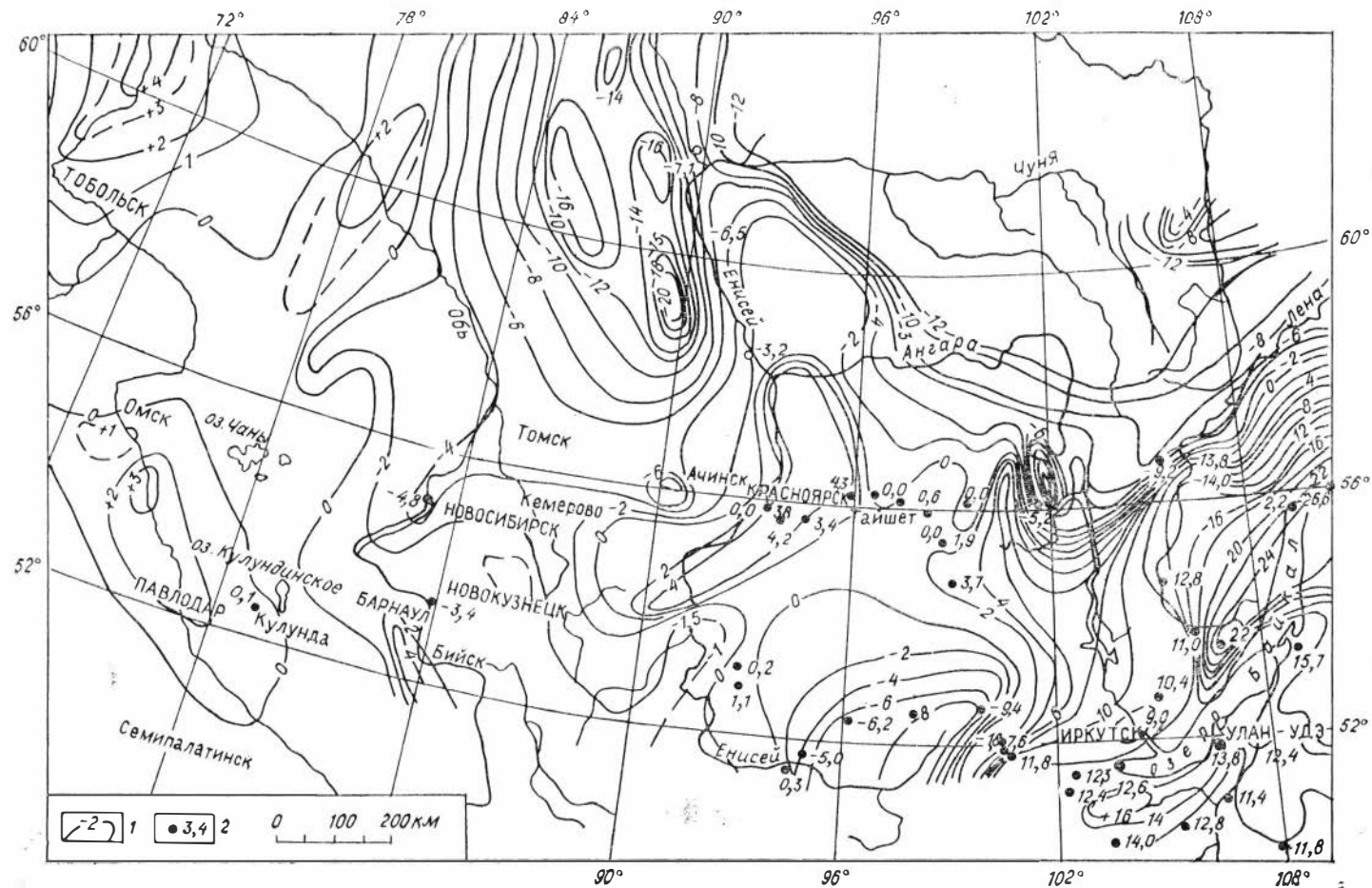


Рис. 38. Карта относительных скоростей современных вертикальных движений Южной Сибири (1932—1980 гг.).  
 1 — изобазы скоростей современных вертикальных движений земной поверхности; 2 — нивелирный репер и скорость его вертикального смещения.

Алтае-Саянской области — Кузнецко-Алатауское сводово-глыбовое поднятие и Северо-Алтайская структурная ступень — почти стабильны.

Байкальская рифтовая зона, характеризующаяся четкой геоморфологической выраженностью новейших тектонических форм, общей наследованностью кайнозойскими неотектоническими элементами структурного плана древних орогенных комплексов, проявлением высокой сейсмичности и интенсивного вулканизма, отличается от рассмотренных выше областей горообразования высокой современной активностью. Рифтовой зоне в целом свойственно интенсивное поднятие, отмечается возрастание скоростей поднятий с юго-запада, где скорости равны 10—12 мм/год, на северо-восток, где горообразовательные процессы и рифтогенез в настоящее время наиболее интенсивны. В пределах Витимского плоскогорья, где с этапом новейшей тектонической активизации совпало несколько фаз интенсивного вулканизма, зафиксированы интенсивные современные вертикальные движения, максимальная скорость поднятия 10 мм/год и более. Судя по высокой степени проявления современных движений, можно еще раз подтвердить продолжающееся развитие рифтовой зоны с одновременным усилением рифтогенеза в северо-восточном направлении. К сожалению, особенности современных подвижек в самих рифтовых структурах — Тункинской, Байкальской, Баргузинской и других впадинах — выявить пока не удается из-за отсутствия детальных геодезических исследований.

Наконец, Западно-Забайкальская синклинирная зона, для которой характерны унаследованность плана докайнозойских структур и четкое выражение его элементов в новейшей структуре, испытывает, как и Байкальская рифтовая зона, общий подъем. Значения скорости вертикальных движений здесь уменьшаются по мере удаления ее от Байкальской рифтовой зоны. Отмечается относительная плавность границ этой синклинирной зоны с Байкальской рифтовой зоной, обусловленной общим их подъемом.

*Юг Западно-Сибирской плиты* характеризуется небольшой контрастностью как новейших, так и современных тектонических движений, что, возможно, связано с уменьшением контрастности рельефа фундамента и внутрикоровых границ раздела. Типичной особенностью современного развития этой части плиты является возрастание скоростей прогибания в северо-восточном направлении, в сторону Енисейского кряжа. На фоне регионального опускания земной поверхности положительные новейшие структуры — Тобольский материк, Васюганская гряда, Сибирско-Уральская гряда — поднимаются со скоростью до 2—4 мм/год, а отрицательные новейшие структуры — Среднеобская впадина, Кетско-Вахский структурный залив — опускаются. Большая часть крупнейшей отрицательной новейшей структуры плиты — Кулундинско-Барабинской впадины — стабильна, несмотря на то что за новейший этап она испытала абсолютное опускание, а в четвертичный период претерпела активные поднятия. Южно-Енисейская крупная структурная ступень Западно-Сибирской плиты наклоняется в северо-западном направлении: от Западных Саян и Енисейского кряжа в сторону Кетско-Касского залива. Скорости современных движений изменяются в этом направлении от +2 до —14 мм/год. При этом нулевые значения скоростей движений относятся к Верхнекетско-Чулымской структурной террасе и Кетской структурной ступени.

Наблюдаемое пространственное распределение новейших и современных тектонических движений Западной Сибири, очевидно, обусловлено структурными формами поверхности складчатого фундамента. Так, поднятие западного и южного ее бортов, по-видимому, можно связать с их наложением на испытавшие новейшие поднятия структуры Уральской эвгеосинклинальной складчатой системы и каледонские структуры Центрального Казахстана. В обширной полосе центральной части Западно-Сибирской мегасинеклизы, где фундамент герцинского возраста пред-

ставлен антиклинориями инверсионного типа, межгорными прогибами и впадинами, неотектонические движения создали крупные отрицательные и менее крупные положительные структуры, которые продолжают и на современном этапе соответственно прогибаться и подниматься. Вдоль восточного и юго-восточного бортов Западно-Сибирской мегасинеклизы на определенное расстояние в глубь ее продолжают байкалиды и салаириды Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Под мезозойско-кайнозойским чехлом здесь развиты унаследованно-наложенные межгорные впадины и прогибы, разобщенные между собой горстовыми выступами. Именно этими структурами вызваны большие амплитуды современных вертикальных движений.

*Сибирская платформа* выделяется среди других платформенных областей Советского Союза высокой степенью активизации новейших тектонических движений, большой дифференцированностью проявления их в пространстве. Она по режиму современного развития не представляет собой единого целого. В ее пределах выделяются структуры с мобильным (амплитуды вертикальных движений выше 20 мм/год) и относительно стабильным режимами. Для современных вертикальных движений характерен интенсивный наклон платформы с юга на север. Так, вся Переходная зона предрифтовых структур, объединяющая структуры Иркутского амфитеатра — Верхнеленское сводовое поднятие, Предсаянский прогиб, Предбайкальский прогиб — является обширной зоной поднятия. Здесь скорости современного поднятия варьируют от +2 мм/год на западе до 12 мм/год на востоке. Севернее Иркутского амфитеатра зафиксирована обширная зона современного прогибания, наклоненная в сторону Тунгусской синеклизы и охватывающая как положительные новейшие структуры Сибирской платформы (Байкитский крупный приподнятый блок, Путоранскую новейшую антеклизу), так и отрицательные структуры (Канско-Чонскую систему впадин).

Сибирская платформа имеет не только неоднородный рельеф дневной поверхности, но и сложную структуру фундамента, неоднородный осадочный чехол, насыщенный трапповыми образованиями различной мощности. Наибольшая суммарная мощность пластовых интрузий в Нижнетунгусском региональном прогибе. Наблюдаемые различия в характере новейших и современных тектонических движений в южной части Сибирской платформы, включающей Иркутский амфитеатр и прилегающие районы Тунгусской синеклизы, могут быть объяснены, по-видимому, спецификой развития Байкальской рифтовой зоны (рифтогенеза) и крупнейшей депрессионной области Тунгусской синеклизы (широким развитием трапповой формации в осадочном чехле). Скорости современных поднятий Иркутского амфитеатра уменьшаются с юга на север, в этом же направлении погружается поверхность кристаллического фундамента. Однако современные вертикальные движения прямо коррелируют со структурами фундамента только в южной части Иркутского амфитеатра. Здесь поднятия фундамента — Иркутский и Тулунский выступы — поднимаются, а впадины — Мурско-Чунская, Катская, Долгомостовская, Туринский прогиб и другие — прогибаются. С приближением к Тунгусской синеклизе эта закономерность нарушается. Так, Братский выступ фундамента испытывает интенсивное прогибание, хотя в неоген-четвертичное время он был высокоактивизированной структурой и создал положительную неотектоническую структуру. Возможно, его современное прогибание вызвано созданием Братского моря или продолжающееся прогибание Тунгусской синеклизы поглотило его, как и другие северные структуры Иркутского амфитеатра.

Следует отметить, что большие подвижки реперов, расположенных вдоль рек Подкаменная Тунгуска и Чуна, настораживают и требуют дополнительных геолого-геоморфологических и геодезических исследований. Поэтому полученные в этом районе скорости современных вертикальных движений нужно считать предварительными.



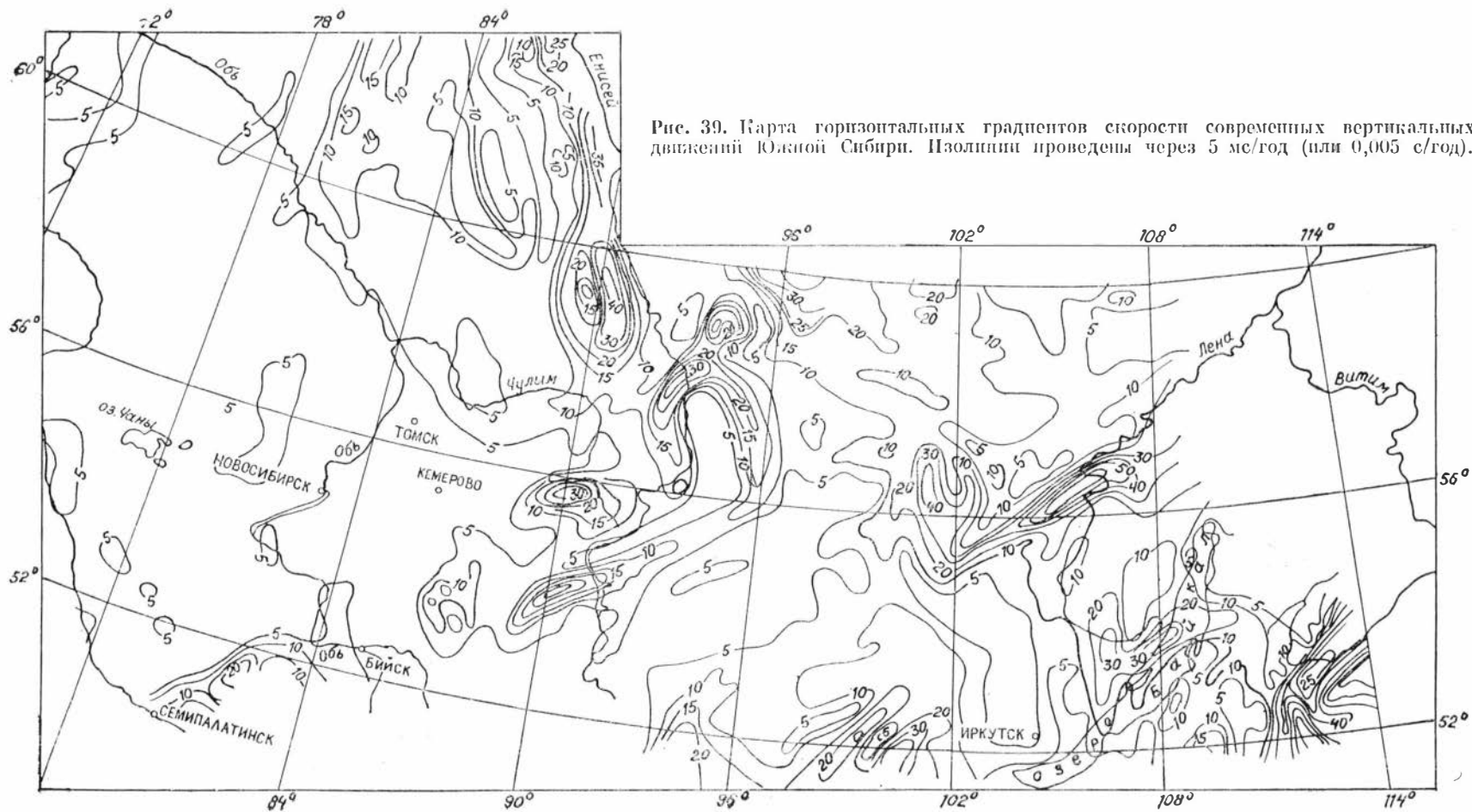


Рис. 39. Карта горизонтальных градиентов скорости современных вертикальных движений Южной Сибири. Изолинии проведены через 5 м/год (или 0,005 см/год).

В заключение еще раз обратим внимание на то, что скорости вертикальных движений Южной Сибири получены в относительной системе, за репер с нулевым значением скорости принят Красноярск, расположенный на границе между южным окончанием Присяно-Кемчугской моноклинали (крайней юго-восточной структуры Западно-Сибирской плиты, входящей в состав Южно-Енисейской структурной ступени) и приводовой частью Восточно-Саянского глыбового поднятия Алтае-Саянской области. В этом плане интересно сравнить рассматриваемую карту (см. рис. 38) с картой относительных скоростей современных вертикальных движений юга Западной Сибири (см. рис. 25), при составлении которой за нулевой репер принят «геологический репер» — Убинский устойчивый массив с суммарной амплитудой новейших движений 0—50 м. При пересчете скоростей движений относительно Красноярска скорость вертикальных движений пос. Убинское равна  $+0,1 \div +0,3$  мм/год, т. е. Убинский массив и при уравнивании всей нивелирной сети Южной Сибири сохранил свою скорость вертикальных движений, близкую к нулю. Поэтому пространственное распределение современных вертикальных движений Западной Сибири почти идентично на обеих картах. Кроме того, при уравнивании всей нивелирной сети блока «Восток» получено значение скорости вертикальных движений Красноярска, близкое к нулю [Процессы формирования..., 1987]. Все это свидетельствует о стабильности района Красноярска и о правильном выборе его за исходный репер при составлении карты современных вертикальных движений Южной Сибири.

Карта горизонтальных градиентов скоростей вертикальных движений Южной Сибири, характеризующая скорость изменения наклона поверхности, представлена на рис. 39. Основой для построения этой карты была карта относительных скоростей современных вертикальных движений Южной Сибири масштаба 1 : 2 500 000. Все расчеты, предусмотренные описанной выше методикой, выполнены инженером С. Р. Афанасьевым на ЭВМ ЕС-1055, шаг используемой палетки 25 км, изолинии нарисованы графопостроителем через 0,005 с/год (секунда дуги в год). Такой масштаб построения карты позволил получить в региональном плане картину пространственного распределения горизонтальных градиентов скорости. Как видно из рис. 39, максимальная скорость изменения наклона земной поверхности зафиксирована прежде всего на границе между платформенными областями и областями горообразования. Здесь значения градиента движений на порядок выше, чем во внутренних областях Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Зоны высокоградиентного изменения современных вертикальных движений, приуроченные к границам между отдельными блоками внутри каждого тектонического региона Сибири (Западно-Сибирская плита, Байкальская рифтовая зона), показаны на картах-схемах горизонтальных градиентов современных движений (см. рис. 29, 35, 39) соответствующих регионов с большей детальностью (шаг специальной палетки 5—10 км).

## ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ О СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ

### 5.1. ТРАССИРОВАНИЕ ЗОН РАЗЛОМОВ И ВЫДЕЛЕНИЕ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Следствием развития тектонических разрывов в земной коре может быть быстрое возникновение повышенной напряженности возле краев разрывов. Исходя из этого принцип выделения активизированных зон разломов по данным о современных движениях земной поверхности основывается на том, что на этой поверхности в окрестностях разрыва фиксируются сконцентрированные в узких зонах аномальные значения скоростей движений, их горизонтальных градиентов, изменений наклонов земной поверхности и др. [Способ..., 1968; Колмогоров, 1971, 1981; и др.]. Другими словами, зоны разломов являются местами локальных аномальных поднятий на участках сжатия или опусканий на участках растяжения, о чем и свидетельствуют графики скоростей современных вертикальных движений и их градиентов.

Так как линия нивелирования не всегда перпендикулярно сечет зоны разломов, количественной характеристикой современной активности разломов целесообразнее считать величину  $(\text{grad } V_h)_l = \frac{V_{h+1} - V_h}{l_{h,h+1}} \cdot \frac{1}{\sin \alpha}$ ,

где  $\alpha$  — угол, под которым разлом пересекается нивелирной линией [Колмогоров, Колмогорова, 1981]. Далее, используя вычисленные по нивелирным линиям значения горизонтальных градиентов скоростей движений, можно вычислить скорости изменения наклона земной поверхности каждого блока земной коры по формулам, приведенным в главе 1.

Проиллюстрируем это на линии повторного нивелирования Ачинск — Абакан протяженностью около 400 км, пересекающей вкрест простирания структуры складчатого чехла Хакасского устойчивого массива: Назаровскую, Северо- и Южно-Минусинскую впадины и разделяющие их Солгонский горст и Батеневско-Беллыкский антиклинорий (рис. 40). Очертания и внутреннее строение Минусинская группа впадин наследует от структур догерцинского фундамента и контролируется долгоживущими разломами Аргинским, Амзасско-Тубильским, Биричульским и др. [Сурков, Жеро, 1981]. С этими разломами связано формирование структурных элементов глыбового типа. Особенностью развития названных разломов является превалирующая однонаправленность движений блоков по ним. Считают, что такие разломы представляют собой скорее плоскости, чем зоны, и основную роль при образовании и развитии их играют сбросовые (взбросовые) движения при наличии небольшой сдвиговой компоненты. Благодаря этим особенностям и хорошей геологической изученности, наличию обнаженных разломов и их яркой выраженности в рельефах фундамента и Мохо район Ачинск — Абакан служит в качестве эталонного участка для демонстрации выделения активизированных разломов по геодезическим данным.

На рис. 40 приведены графики скоростей вертикальных движений и их горизонтальных градиентов (а), рельеф дневной поверхности (б) и схема блоков, иллюстрирующая предполагаемую картину кинематики (перемещений и наклонов) блоков фундамента (в). При этом репер 1459, расположенный на Аргинском горсте, принят за нулевой. Как видно из рисунка, линия нивелирования начинается в пределах Аргинского гор-

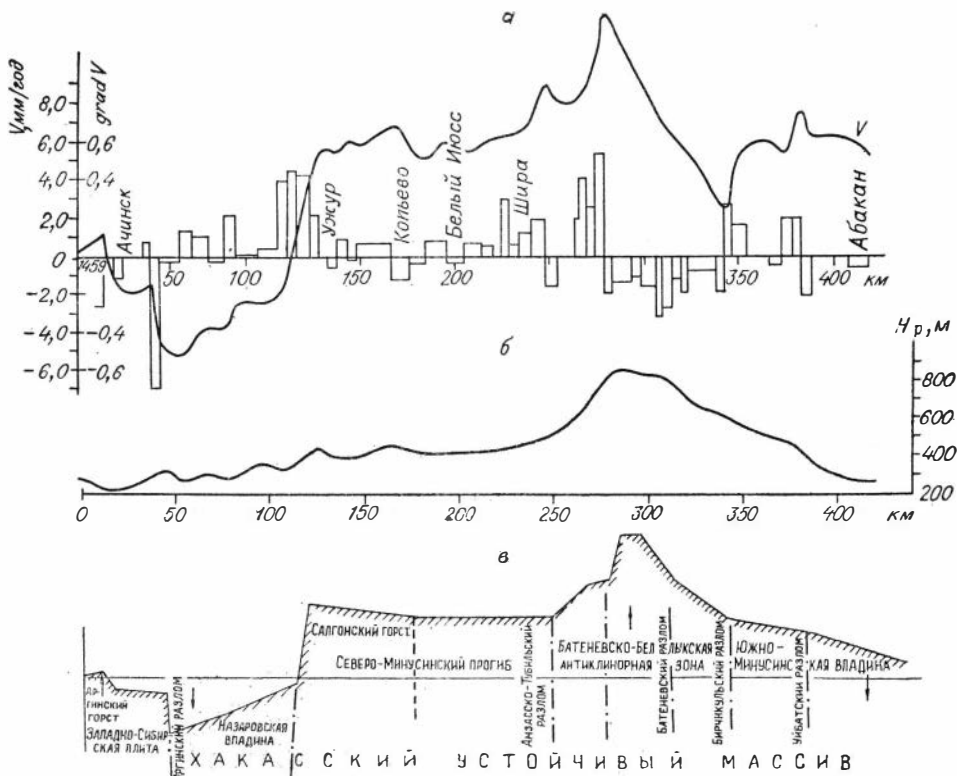


Рис. 40. Графики скоростей СВДЗК и их горизонтальных градиентов (а), рельеф дневной поверхности (б), схема предполагаемых перемещений и наклонов блоков фундамента по линии повторного нивелирования Ачинск — Абакан (в).

ста — комплекса основания Западно-Сибирской плиты, затем вкост сечет Назаровскую впадину, перекрытую мощной толщей мезозойско-кайнозойских отложений плиты [Соотношение..., 1978]. Ограничивающий Назаровскую впадину Аргинский разлом типа сброса отчетливо отражается на графиках скоростей вертикальных движений и их горизонтальных градиентов. Максимальная скорость опускания зафиксирована в Назаровской впадине (до  $-6,0$  мм/год). Граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, проходящая в районе реперов 6622 и 7287, выражена зоной глубинного разлома и хорошо отражается на представленных графиках. Далее линия нивелирования проходит по западному борту Северо-Минусинской впадины, пересекая Солгонский горст. Южнее Северо-Минусинской впадины расположена Батеневско-Беллыкская антиклинорная зона, а Амзаско-Тубильский разлом разграничивает эти структурно-формационные зоны. Батеневско-Беллыкская зона интенсивно поднимается относительно прилегающих к ней впадин со скоростью 12 мм/год. Закачивается линия в пределах западной части Южно-Минусинской впадины, вертикальные подвижки которой незначительны.

Судя по графику высот земной поверхности ( $H_M$ ), наиболее отчетливо выделяется в рельефе только Батеневско-Беллыкская зона.

Таким образом, по ступенеобразному изменению графика скоростей вертикальных движений в пределах профиля Ачинск — Абакан выделяются пять крупных блоков складчатого чехла Хакасского устойчивого массива, горизонтальные размеры которых от 50 до 100 км. При этом относительно Аргинского выступа комплекса основания Западно-Сибирской плиты только Назаровская впадина опускается, остальные блоки поднимаются. Амплитуда перемещения блоков 12—15 мм/год. Над выделенны-

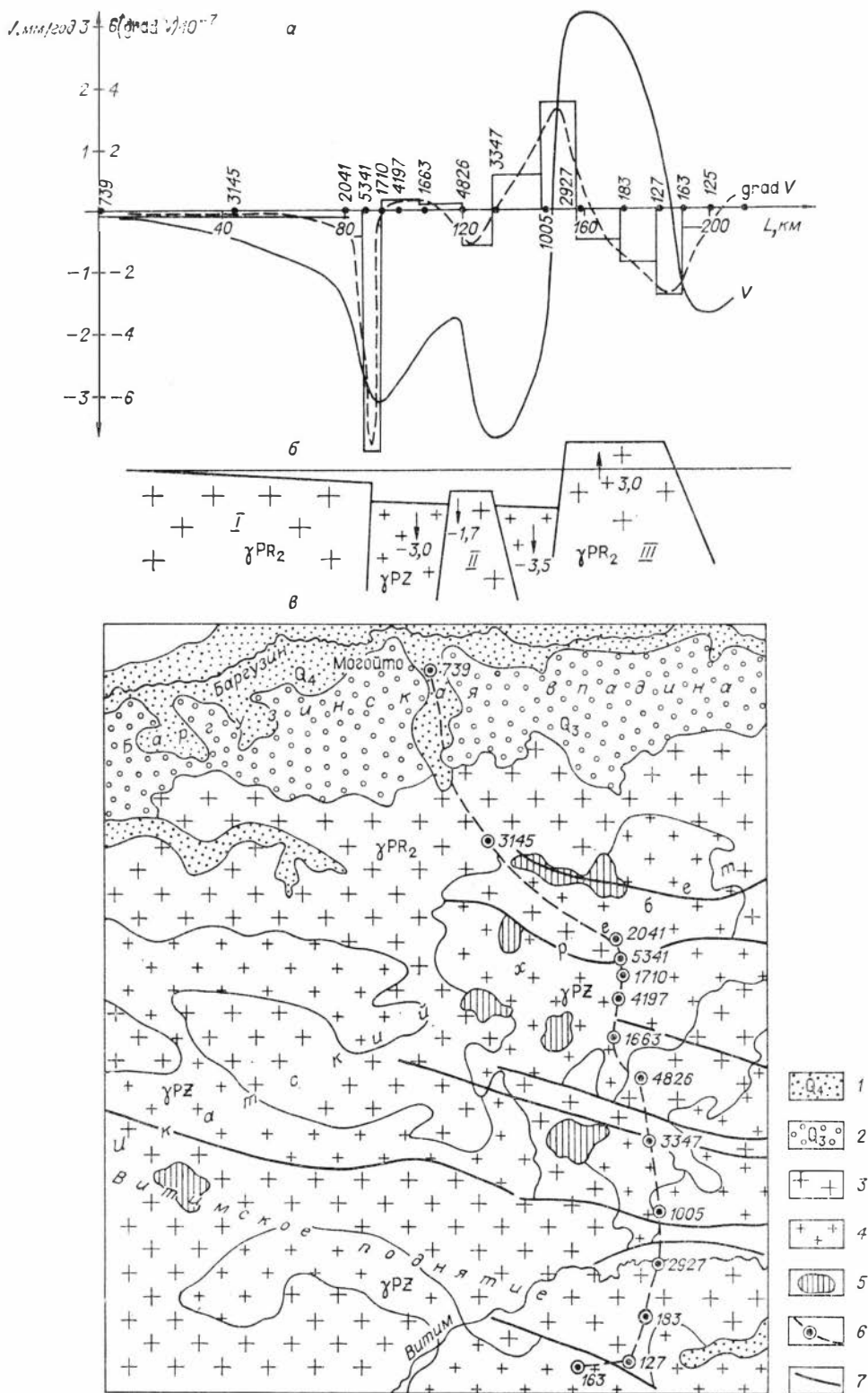


Рис. 41. Графики скоростей СВДЗК и их горизонтальных градиентов по линии повторного нивелирования Могойто — Романовка и геологическая схема района. *a* — график скоростей СВДЗК ( $V$ ) и их горизонтальных градиентов  $\text{grad } V$ ; *b* — схема блоков фундамента ( $\gamma\text{PR}_2$  — протерозойские,  $\gamma\text{PZ}$  — палеозойские граниты; стрелки и цифры указывают на направление и скорость перемещения блоков); *в* — геологическая схема района продолжения линии нивелирования (1 — четвертичные рыхлые отложения, 2 — конгломераты, 3 — протерозойские граниты, 4 — палеозойские граниты, 5 — базальты, 6 — линия и реперы нивелирования, 7 — разломы земной коры).

ми разломами наблюдаются максимальные амплитуды смещений, асимметричная форма графика скоростей и высокие значения горизонтальных градиентов скорости. Все эти признаки, как будет показано ниже, присущи разломам типа сбросов (взбросов).

Еще один хорошо изученный в геологическом отношении район, являющийся своеобразным эталоном для проверки метода выделения активизированных разломов по геодезическим данным, — это область Байкальской рифтовой зоны, пересекаемая линией повторного нивелирования **Могойто — Романовга**. На рис. 41 приведены графики скоростей вертикальных движений и их горизонтальных градиентов, а также выкопировка с геологической карты. Приведенные графики иллюстрируют типичную картину перемещений блоков фундамента. Линия нивелирования сечет вкrest простираения целый ряд выходящих на дневную поверхность зон разломов и блоков земной коры, представленных в основном гранитными интрузиями. Зоны разломов благодаря яркой выраженности в рельефе достоверно закартированы и детально изучены [Сейсмическое районирование..., 1977; и др.]. Установлено, что основную роль при образовании и развитии этих разломов играют сбросовые движения при наличии небольшой сдвиговой компоненты. При совместном рассмотрении графиков скорости движений и их градиентов (см. рис. 41, а) можно получить информацию о блоковой дифференциации района, о горизонтальных размерах блоков фундамента, о характере и интенсивности перемещений одного блока относительно другого. Кривая скоростей вертикальных движений расчленена на совокупность отдельных блоков. Действительно, линия нивелирования сначала (от репера 739 до репера 2041) проложена по монолитному блоку протерозойских интрузий, затем она сечет зону Ципиканского разлома (район реперов 534 и 1710), а далее проходит по массиву палеозойских интрузий (от репера 1710 до репера 1005), пересекая своей центральной частью звенья Селенгино-Амалатского разлома. Дальше она снова проходит по массиву протерозойских интрузий (от репера 1005 до репера 163).

Таким образом, по ступенеобразному изменению скоростей перемещений реперов (см. рис. 41, б), выделяются три крупных блока фундамента, горизонтальные размеры которых не превышают 80 км. При этом центральный блок не однороден. Относительно начального блока (I) центральный блок (II) опускается со средней скоростью 2,7 мм/год, а последующий за ним блок (III) поднимается со скоростью около 3 мм/год. Амплитуда перемещения этих блоков около 6 мм/год. Экстремальные значения градиента скорости движений наблюдаются в разломных зонах. По характеру графиков градиентов можно предполагать, что в районе реперов 2041—1710 трещиноватость сколового типа — чистый сдвиг; экстремальные значения градиента скорости в районе реперов 1005—2927 и 127—163 приурочены к бортам горста.

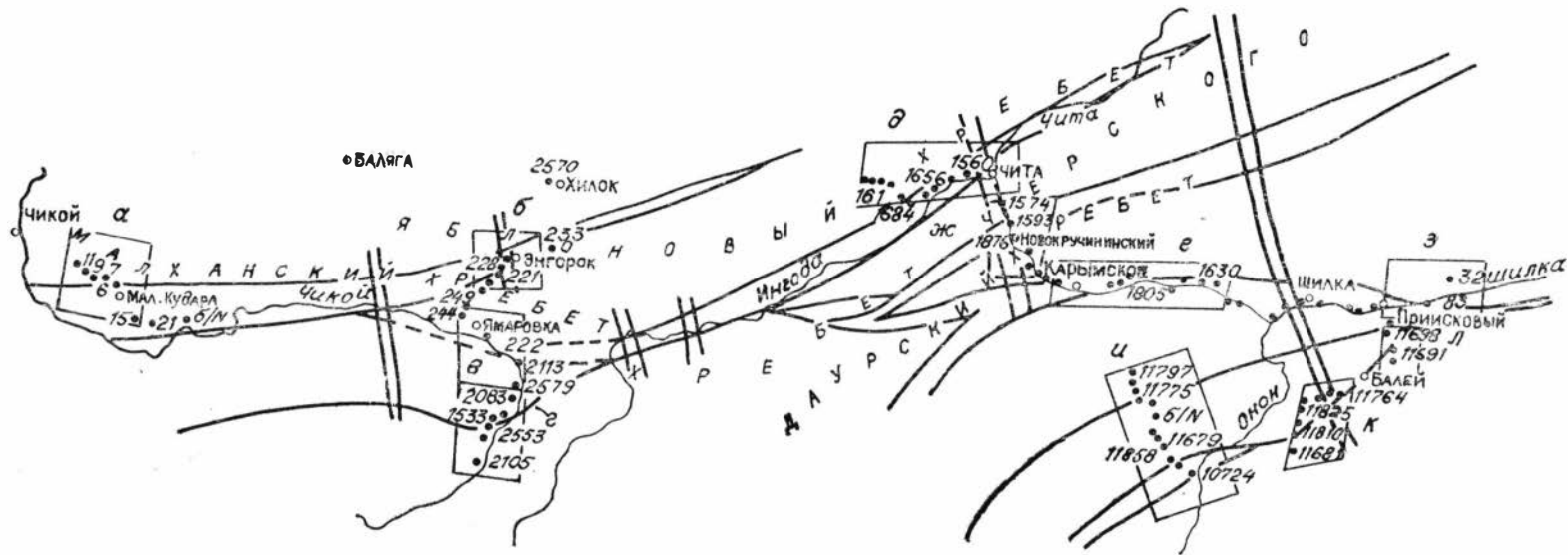
Естественно, протяженные активизированные разломы в разных своих частях могут различно реагировать на геодинамические процессы, происходящие в земной коре. Небезынтересно в этом отношении проанализировать характер проявления современных вертикальных движений зоны Монголо-Охотского глубинного разлома, протяженность которого от северных отрогов Рудного Алтая до южных берегов Охотского моря достигает 5 тыс. км, а ширина зоны от 5 до 80 км. Этот глубинный разлом отделяет каледониды, обрамляющие с юга Сибирскую платформу, от Центрально-Азиатского герцинского пояса. Главные признаки глубинности Монголо-Охотского разлома — приуроченные к нему массивы интрузивных пород разного состава и возраста. Кроме того, по данным ГСЗ [Булин и др., 1972], в районе читинского изгиба р. Ингоды разлом имеет почти вертикальное падение, прослеживается на глубину 75 км и совпадает с резкими уступами в рельефе поверхностей Конрада и Мохо; амплитуды уступов границы Конрада достигают 3—6 км.

Для всей разломной системы характерно преобладание усилий растяжения; с этим связано внедрение интрузивных тел. Формирование на территории Забайкалья Монголо-Охотского (Чикой-Ингодинского) разлома в условиях господствующего растяжения, а не сжатия, по-видимому, свидетельствует и о том, что вдоль него постоянно происходили процессы прогибания, заложения узких линейно вытянутых прогибов и впадин. Так, с развитием рассматриваемого разлома в позднем мезозое связано формирование Чикойской и Читино-Ингодинской мезозойских впадин и ограничивающих их горных хребтов: Яблонового, Даурского и Черского. Учитывая все это, большинство оперяющих разломов Чикой-Ингодинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома классифицируют как сбросы с амплитудой до 1,5—2,0 км. Трудно предположить здесь крупные сдвиговые смещения, так как разлом в целом отличается сложным, ломаным характером.

На территории Забайкалья по особенностям геологического строения Монголо-Охотский глубинный разлом (Чикой-Ингодинский) [Тектонические разломы Забайкалья, 1978] распадается на три части: юго-западную Чикойскую, центральную Ингодинскую и северо-восточную Пришилкинскую, пространственно совпадающие с долинами рек Чикой, Ингода и Шилка. Все эти части разлома пересечены линиями повторного нивелирования Иркутск — Чита (I класс), Кяхта — Баялга (II класс), Хилок — Букузун (II класс), Кайдалово — Приисковский (I класс). На рис. 42 изображено плановое положение зоны Монголо-Охотского разлома и реперов линий повторного нивелирования, а на рис. 43 приведены графики градиентов вертикальных движений, построенные на 11 различных участках пересечения линиями нивелирования рассматриваемой зоны разломов (*a — л*).

Графики на рис. 43, *a — г* соответствуют Чикойской ветви Монголо-Охотского глубинного разлома и свидетельствуют о незначительной вертикальной составляющей движений блоков по разломам этой части. Действительно, в районе участка *a* разлом классифицируется как Нижнечикойский сбросо-сдвиг [Тектонические разломы Забайкалья, 1978], наиболее молодые движения по которому (возраст не выходит за четвертичный период) привели к заложению Кударинской группы впадин. В районе участка *в* фрагмент Чикойского разлома также в скоростях современных вертикальных движений и их градиентах не находит выражения. М. С. Нагибина [1963] засвидетельствовала надвигание вдоль разлома докембрийских образований Малханского хребта на верхнемезозойские угленосные отложения; это надвигание она связывает с явлениями «перерождения» крупного разлома в надвиг. Здесь можно предполагать наличие преобладающей сдвиговой (горизонтальной) составляющей современных движений. О тектонической активности этого района вообще свидетельствует существование Ядрихинской сейсмоструктуры (в 75 км восточнее Ямаровки), образованной в результате Чикойского землетрясения 1934 г. интенсивностью 8—9 баллов [Тектонические разломы Забайкалья, 1978].

Следующие три графика (*д, е, ж*) отражают современную активность тектонических швов центральной части Монголо-Охотского глубинного разлома. Отмечавшееся выше мнение геологов о формировании Чикой-Ингодинского разлома в условиях господствующего растяжения, а не сжатия позволило считать этот разлом сбросом с максимальными подвижками блоков [Там же, 1978]. График *д* свидетельствует о раздробленности зоны между Право-Ингодинским и Лево-Ингодинским разломами на относительно мелкие блоки земной коры, испытывающие разнонаправленные вертикальные подвижки. График *ж* отображает более спокойный характер вертикальных движений восточного ответвления Ингодинского разлома, соединяющего ингодинскую часть с пришилкинской частью Монголо-Охотского разлома. Здесь линия нивелирования на протяжении 90 км проходит по зоне тектонического шва.



**Рис. 42.** Плановое положение зоны Монголо-Охотского разлома и реперов линий повторного нивелирования (а — л — участки пересечения линиями нивелирования зоны разломов).



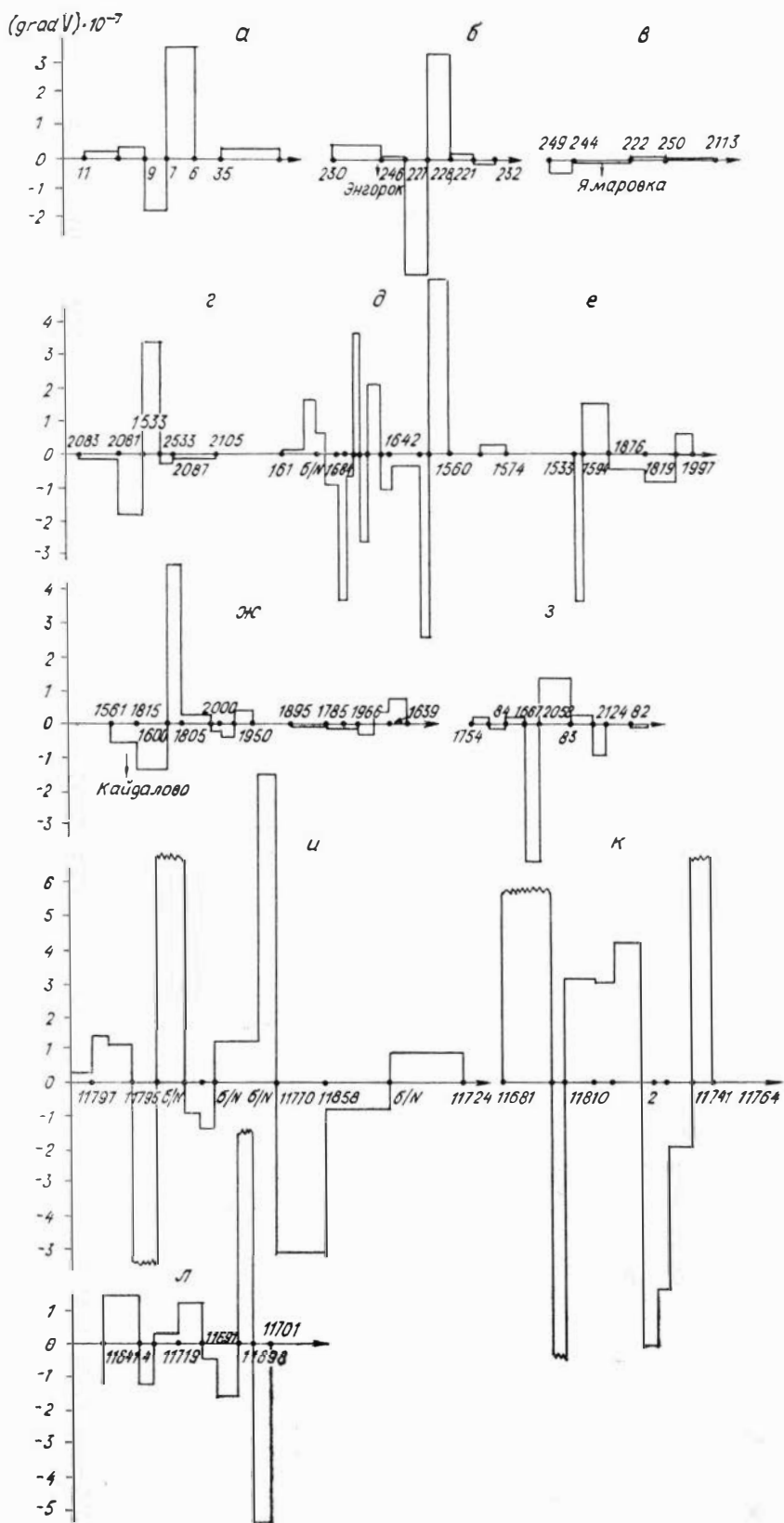


Рис. 43. Графики горизонтальных градиентов СВДЗК, построенные на участках пересечения линиями пивелтирования зоны Монголо-Охотского разлома (а—л— см. на рис. 42).



Рис. 44. Плановое положение зоны Хилокского разлома и реперов линий повторного нивелирования.

а, б, г — зоны пересечения Хилокского продольного разлома с поперечными разломами: Балягинским (а), Арейским (б) и Святоносско-Даурским (г); в, ж, з — зоны Прихилокского разлома.

Наконец, на рисунках з, и, к, л показана высокая степень дифференцированности вертикальных движений в зоне Пришилжинского разлома и его фрагментов. Эти графики подтверждают установленный геологами сбросовый характер разломов этой зоны.

Сложное ветвящееся строение ингодинской и пришилжинской частей Монголо-Охотского глубинного разлома, а также наличие ветвящихся пучков и линз виргации [Мисник, Огородников, 1969] связывают с существованием в глубинной структуре зоны поперечных расколов барьерного типа.

В качестве другого примера протяженной зоны разломов можно назвать Хилокскую, которую пересекают в разных ее частях три линии повторного нивелирования: Кяхта — Баляга (II класс), Могзон — Романовка (II класс), Иркутск — Чита (I класс). Плановое положение реперов линий нивелирования, а также графики градиентов современных вертикальных движений в участках пересечения Хилокской зоны разломов с поперечными региональными разломами показаны на рис. 44, 45. Так, на рис. 45, а максимальные значения градиентов, превышающие  $10 \cdot 10^{-7}$ , соответствуют зоне пересечения Хилокского продольного и Балягинского поперечного разломов [Тектонические разломы Забайкалья, 1978]. Максимальные значения градиентов скоростей современных вертикальных движений на рис. 45, б соответствуют реперам, расположенным в зоне пересечения Хилокской зоны с поперечным региональным Арейским разломом. На рис. 45, г изображен график градиентов скоростей движения локальной зоны торцевого пересечения Хилокской зоны разломов с поперечным Святоносско-Даурским региональным разломом (с. Харасун). Графики градиентов скоростей движений, изображенные на рис. 45, в, д, е, относятся соответственно к Прихилокскому разлому (в районе г. Хилок), к самой широкой восточной части зоны разломов (в районе с. Могочин) и западной части ее у с. Малета, именуемой Бичурским разломом.

Как показал анализ, в целом Хилокская зона коровых разломов на современном этапе развития не отличается высокой тектонической активностью, о чем свидетельствуют как данные о сейсмичности и неотектонике [Сейсмическое районирование..., 1977; Тектонические разломы Забайкалья, 1978], так и результаты повторного нивелирования. Максимальные же подвижки блоков земной коры происходят в местах торцевого пересечения продольной Хилокской зоны разломов с поперечными региональными разломами.

На примере протяженных зон глубинных разломов — Монголо-Охотского, Хилокского и других — было показано, что современная активизация глубинного разлома происходит не одновременно на всем его устанавливаемом ныне протяжении. Но и на установленных активизированных участках разлома возникновение и затухание активности во времени происходят не одновременно, а в несколько фаз, с постепенным наращиванием глубинного процесса, с одной стороны, и увеличением зоны действия разлома на дневной поверхности (увеличение числа подвижных ре-

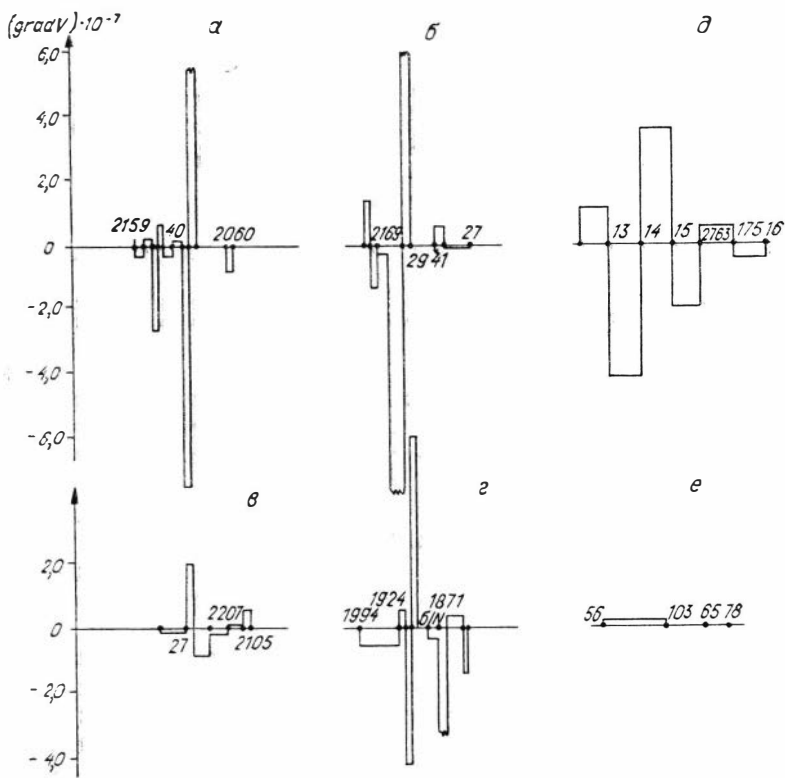


Рис. 45. Графики горизонтальных градиентов скорости современных вертикальных движений, соответствующие участкам пересечения линиями нивелирования зоны Хилокского разлома (а — е — см. на рис. 44).

перов или их миграция) — с другой. Этот процесс можно зафиксировать и оценить по результатам только многократного нивелирования. С этой целью рассмотрим результаты девятикратного нивелирования так называемой Селенгинской линии Байкальского геодинимического полигона и семикратного нивелирования Северо-Муйской линии.

Селенгинская линия Байкальского геодинимического полигона расположена в Восточном Прибайкалье и пересекает Усть-Селенгинскую кайнозойскую впадину, занимающую район дельты р. Селенги. Эта линия протяженностью 36 км в 1967 г. закреплена 17 фундаментальными реперами, заложенными на глубину не менее 3 м. Максимальное расстояние между соседними реперами не превышает 5 км, в зонах интенсивных магнитных и гравитационных аномалий этот интервал уменьшается до 1 км. Прецизионное нивелирование профиля проводилось ежегодно с 1968 по 1977 г. в одно и то же время года. Селенгинский профиль сечет основные структурные элементы Усть-Селенгинской депрессии — Дельтовый прогиб, Кударинскую ступень, Фофановскую кристаллическую перемычку — вкrest их простирается. В работах ряда авторов [Сейсмо-тектоника..., 1968; Ломакин, 1968; и др.] подчеркиваются факты, свидетельствующие о продолжающемся формировании впадины: сравнительная молодость геологических образований, ее отчетливая выраженность в дневном рельефе, интенсивность неотектонических движений, высокий сейсмический потенциал.

Район исследований почти полностью перекрыт толщей кайнозойских отложений, подразделяющихся на неогеновые и четвертичные. Исследуемая территория разбита на блоки тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного взаимно перпендикулярных направлений, перекрытыми осадками (рис. 46).

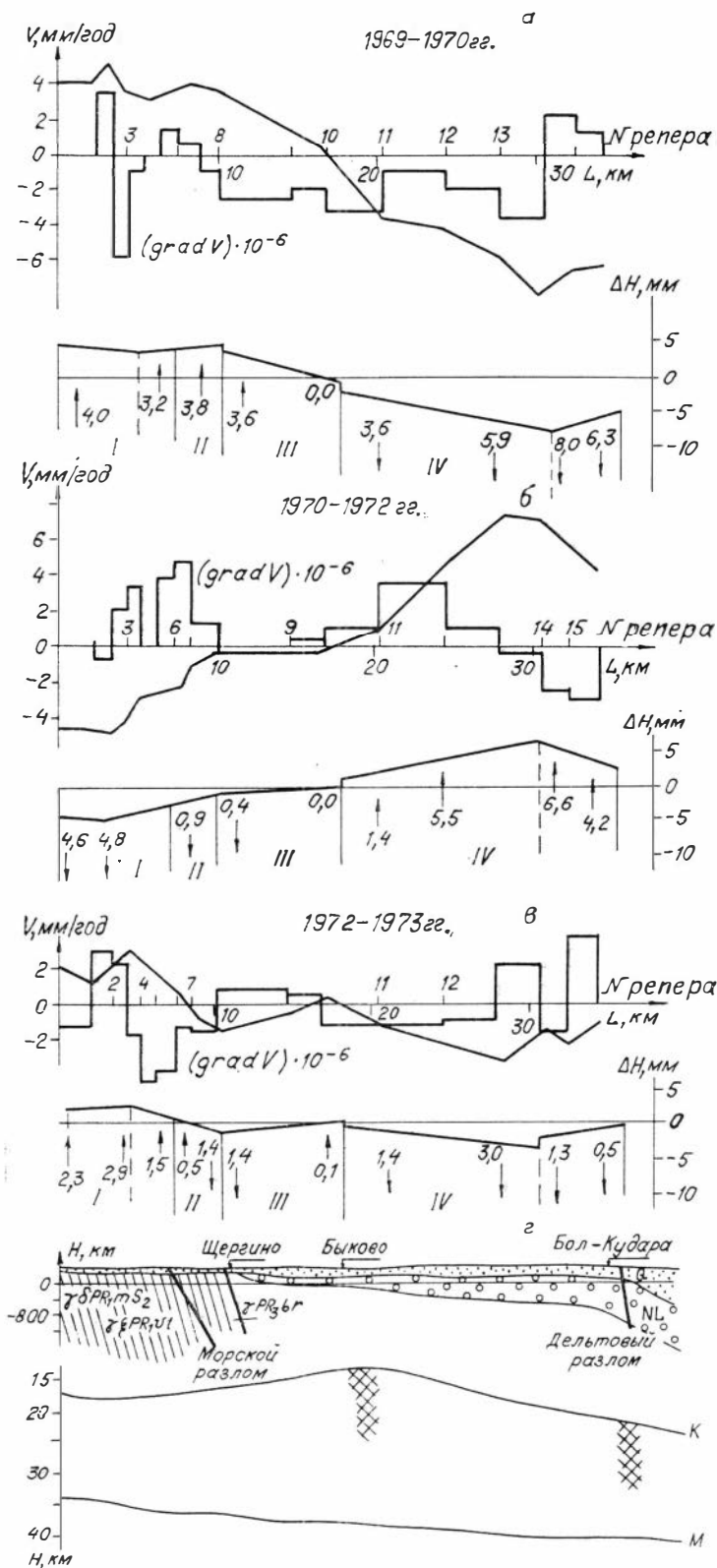
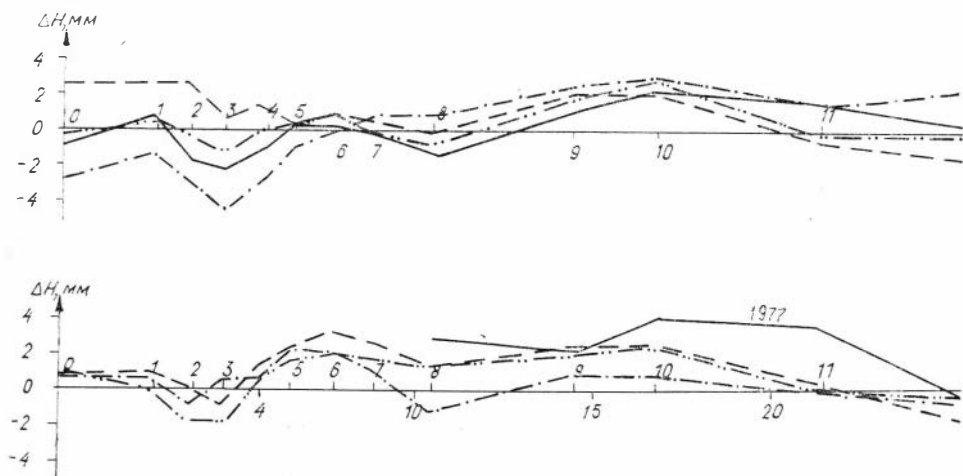


Рис. 46. Графики скоростей вертикальных движений земной коры ( $V$ ), их горизонтальных градиентов  $(grad V_h) \cdot 10^{-7}$  год $^{-1}$ , схема смещения отдельных блоков земной коры по Селегинскому профилю ( $\Delta H$ ) для трех периодов: 1969—1970, 1970—1972 и 1972—1973 гг. (а—в) и геологический разрез (z).

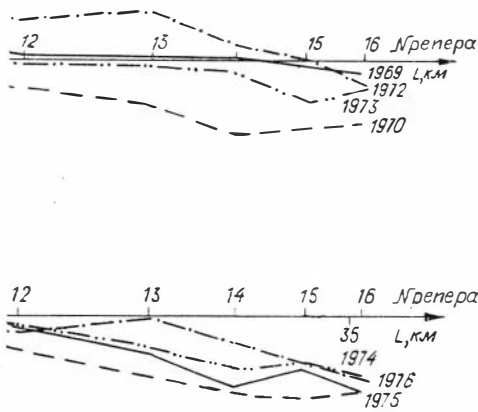


Результаты нивелирования более подробно проанализированы нами ранее [Колмогоров, 1978, 1986; Колмогоров, Колмогорова, 1975; Методические рекомендации..., 1981; и др.]. Ниже рассмотрим результаты нивелирования Селенгинской линии с целью выделения блоков земной коры и оценки их вертикальных подвижек. На рис. 46 приведены характерные графики скоростей вертикальных движений земной коры и их горизонтальных градиентов для трех периодов: 1969—1970, 1970—1972 и 1972—1973 гг., когда принципиально изменилась картина смещения реперов. Здесь же показаны возможное направление и амплитуда перемещения отдельных блоков земной коры и геологический разрез по линии нивелирования.

По графикам горизонтальных градиентов скоростей современных вертикальных движений земной коры выделяются три зоны контактов, разбивающих исследуемый участок на четыре блока земной коры различной протяженности и глубинности. По геолого-геофизическим данным уверенно выделены Морской и Дельтовый разломы с оперяющимися их ветвями. Кроме того, по данным глубинного строения [Щербакова и др., 1969], в районе с. Быково в земной коре зафиксирован еще один разлом, скрытый под большой толщей осадочных пород. На графике скоростей современных движений этот разлом совпадает пространственно с выделенной нами зоной контакта между блоками III и IV. Наиболее дифференцированным является начальный участок профиля (реперы 0—7), находящийся в пределах Фофановской кристаллической перемычки: горизонтальные градиенты скоростей современных движений здесь меняют свою величину и направление весьма существенно (от  $-6 \cdot 10^{-6}$  до  $+5 \cdot 10^{-6}$  год $^{-1}$ ), что соответствует изменению наклона от  $-1,45$  до  $+1,27$  с/год.

Приведенные на рис. 47 графики изменения высотного положения реперов по Селенгинской линии построены способом, использующим матричную форму представления результатов и основанным на статистическом анализе изменений взаимного положения реперов при последовательном выборе за исходный каждого из них. Эти графики, как и на рис. 46, подтверждают правомерность выделения на исследуемой территории четырех блоков земной коры, которые деформируются по-своему. Так, в течение 1969—1973 гг. реперы I участка (реперы 0—4) испытывали резко выраженный колебательный характер вертикальных подвижек относительно начальной эпохи 1968 г.; в этот же период II блок (реперы 5—8) был неподвижным. В последующие годы нивелирования (1974—1977 гг.) вертикальные движения как бы мигрировали на соседний блок, и относительное спокойствие II блока после 1973 г. сменилось интенсивным поднятием, обусловленным, видимо, современной активностью Та-

Рис. 47. Графики пространственного изменения высотного положения реперов Селенгинской линии относительно 1968 г.



ков особенно отчетливо виден на рис. 48.

Для оценки деформаций каждого выделенного блока земной коры вычислены осредненные значения изменений компонент наклона (рис. 49), построены годографы наклонов земной поверхности за 1968—1977 гг. (рис. 50) и вычислены изгибовые деформации (рис. 51). Как видно из рис. 50, доминирующее направление наклонов I (репер 1) и IV (репер 15) участков — с юго-запада на северо-восток, а амплитуды достигают значений  $30''$  за 1970—1973 гг. на I участке и  $10-12''$  за 1970—1977 г. — на IV. На II (репер 7) и III (репер 10) участках изменения наклонов за все время не превышают  $5,5''$ .

Изгибовые деформации земной поверхности, характеризующиеся изменением во времени величин  $f$  (относительный прогиб) или  $k$  (кривизна), после 1973 г. оказались максимальными на I участке и минимальными за весь период 1969—1977 гг. — на IV (см. рис. 51). Очевидно, Кударинская ступень Усть-Селенгинской впадины ведет себя, как жесткое недеформируемое тело, медленно погружающееся и периодически изменяющее свой наклон в направлении с юго-запада на северо-восток.

Северо-Муйская линия многократного нивелирования проложена в районе Северо-Муйского тоннеля трассы Байкало-Амурской магистрали, расположенного между Верхнеангарской и Муйской впадинами в пределах Верхнеангарско-Муйской горной перемычки, основную площадь которой занимают структуры Северо-Муйского и Муюканского хребтов (рис. 52). Являясь частью Байкальской рифтовой зоны, исследуемый район имеет присущие ей особенности: отмечается высокая мобильность бло-

тауровского надвига и оперяющих его разломов. Тенденцию к незначительному поднятию в течение всего периода наблюдений (1969—1976 гг.) сохранили реперы III блока (реперы 9—11). Реперы же IV участка, расположенного на Кударинской ступени Усть-Селенгинской впадины, испытывают отчетливо выраженное нисходящее движение. Колебательный характер вертикальных движений в пределах I и IV бло-

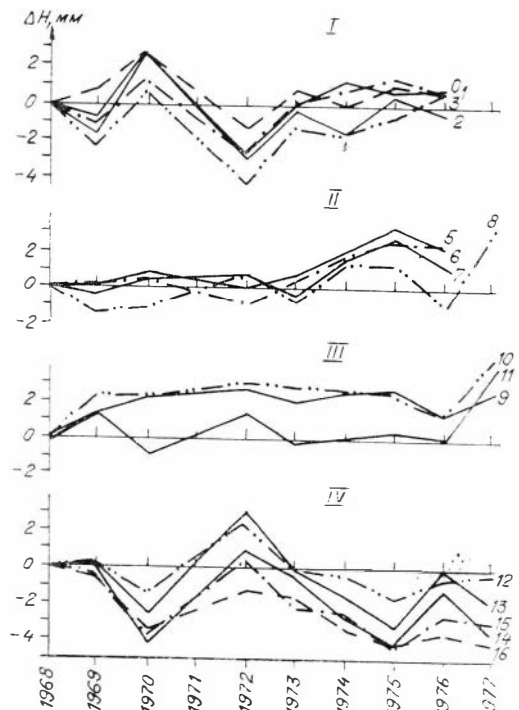


Рис. 48. Графики изменения высотного положения реперов Селенгинской линии во времени.

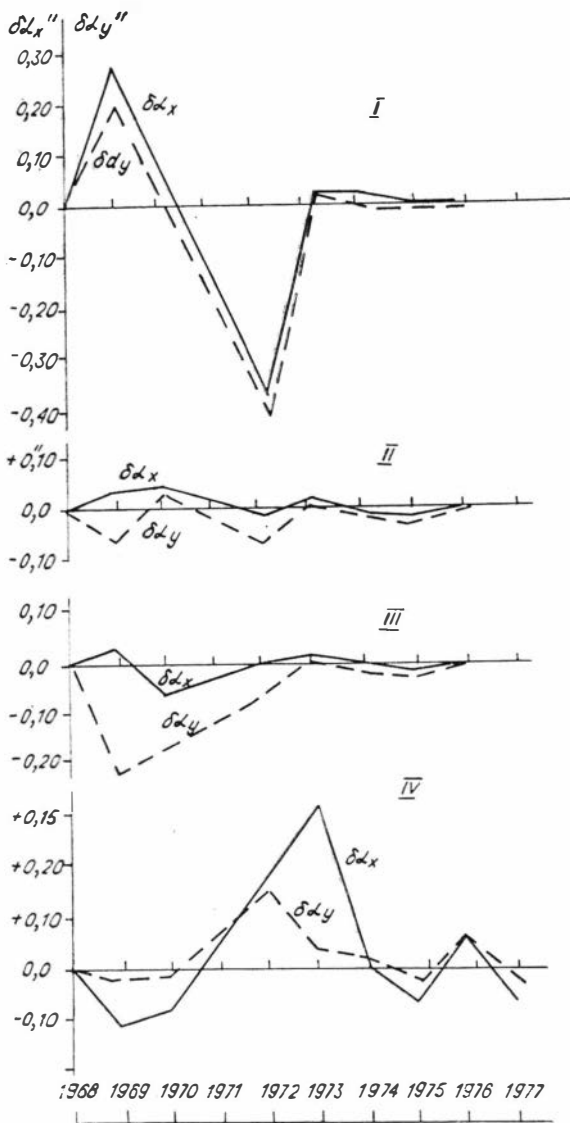


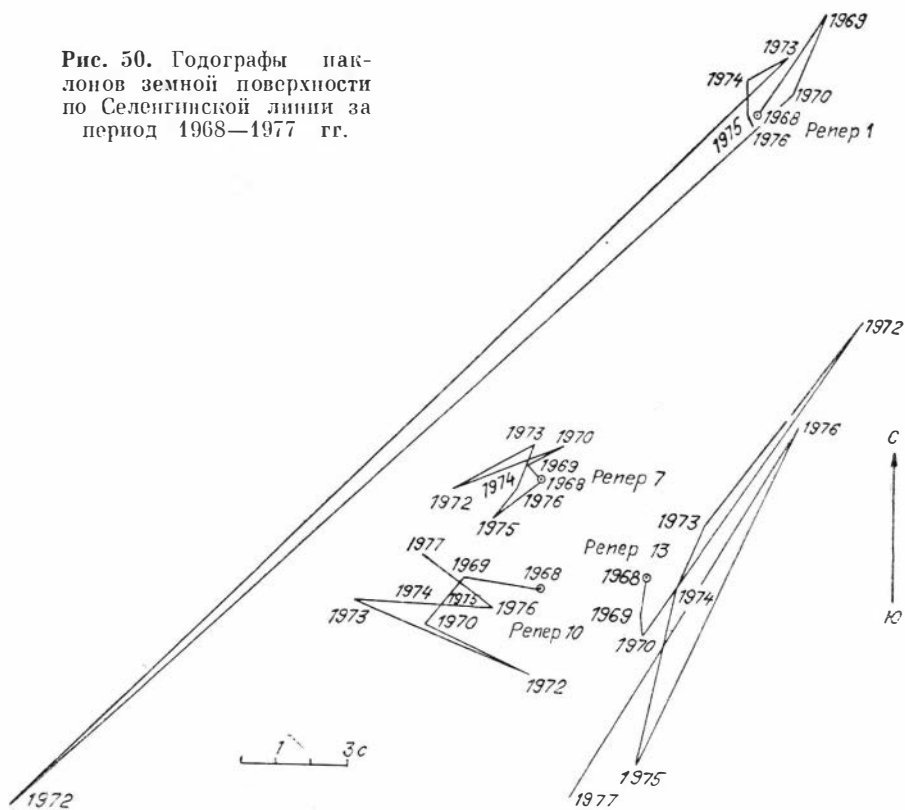
Рис. 49. Компоненты изменения наклонов земной поверхности по Селенгинской линии в плоскостях меридиана ( $\delta\alpha_x$ ) и первого вертикала ( $\delta\alpha_y$ ).

ковых структур, достаточно ярко выраженных в рельефе; границы блоков, как правило, контролируются разломами различной протяженности и глубины заложения; в отдельных блоках земной коры повышен тепловый поток и высока сейсмичность. Современная тектоника Верхнеангарско-Муйской перемычки определяется активностью крупных (генеральных) разломов, тип и размах смещений по которым установлены довольно точно. Так, Верхнеангарский и Муяканский генеральные разломы, ограничивающие горную перемычку, рассматриваются как левосторонние сбросы-сдвиги [Шерман и др., 1980]. Непосредственно в зоне Северо-Муйского тоннеля наибольшую роль в ослобнении инженерно-геологических и сейсмических условий играют Ковоктинско-Ангаракаанский (Ангаракаанский) и Пере-

валльный разломы. Ангараканский разлом докайнозойского возраста заложения пересекает Северо-Муйский тоннель в районе Западного портала, где, согласно данным М. Г. Демьяновича и др. [1978], установлены сейсмодислокации и функционирует термальный источник. Кайнозойская активизация этого разлома [Геология..., 1984] выразилась преимущественно в левосторонних горизонтальных движениях с очень небольшой сбросовой компонентой, возникшей из-за опускания северо-западного блока.

Другой активно развивающийся в кайнозое и проходящий в непосредственной близости от Северо-Муйского тоннеля региональный разлом — Перевалный, разграничивающий два крупных блока: западный, осложненный мелкими впадинами и поднятиями, и восточный — монолитный и гипсометрически более поднятый по сравнению с западным. Многочисленные зоны дробления, прослеженные буровыми работами до глубин более 300 м, термальная деятельность и проявление землетрясений свидетельствуют о современной активности разлома [Кочетков, 1980]. Время его заложения условно отнесено к мезозою. Кайнозойская активизация выразилась в неравномерном смещении блоков по разные стороны разрывного нарушения. Амплитуда вертикальных смещений не

Рис. 50. Годографы наклонов земной поверхности по Селенгинской линии за период 1968—1977 гг.



превышает 100 м, плоскость сместителя падает на северо-восток под углом  $50-70^\circ$  [Шерман и др., 1980].

В целом региональное поле напряжений северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны характеризуется субгоризонтальным положением оси растяжения  $\sigma_1$ , ориентированной в северо-западном направлении, субгоризонтальной ориентировкой оси сжатия  $\sigma_3$ , ориентированной в северо-восточном направлении, и субвертикальной ориентировкой промежуточного напряжения  $\sigma_2$ . Такой тензор напряжений типичен для сдвиговых, точнее, раздвиго-сдвиговых зон [Геология..., 1984, с. 188].

Для изучения современных вертикальных движений земной поверхности в районе Северо-Муйского тоннеля использованы геодезические знаки, заложённые в 1974 г. предприятием ГУГКа при СМ СССР, которое выполнило два цикла геодезических измерений (нивелирование II класса, тоннельную триангуляцию II и III разрядов, полигометрию) в 1974 и 1975 гг. В 1978—1981 гг. повторные нивелировки того же класса повышенной точности выполнены Институтом геологии и геофизики СО АН СССР. Разности измеренных в разное время превышений могут быть вызваны главным образом тремя факторами: 1) ошибками измерений смежных нивелировок, 2) нестабильностью реперов из-за влияния коротко- и длиннопериодических местных и внешних факторов, 3) тектоническими (медленными) и сейсмическими (быстрыми) движениями земной поверхности. Чтобы правильно решить, свидетельствуют ли полученные после повторного нивелирования изменения высот (превышений) о вертикальных движениях земной поверхности, или они являются результатом действия погрешностей измерений, выполнены вероятностно-статистический анализ и оценка точности результатов нивелирования — разностей превышений. Для решения вопроса о равнозначности измерений разных лет (1974, 1975, 1978, 1979, 1980 и 1981 гг.) применен критерий Кохрана [Справочник..., 1975]. В результате обработки доказано, что



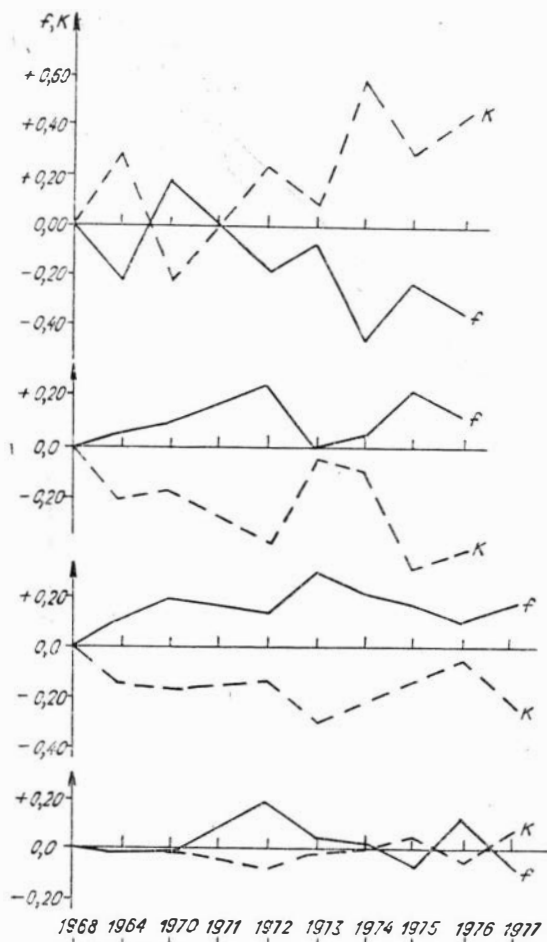


Рис. 51. Изгибные деформации земной поверхности по Селенгинской линии: кривизна  $k$  и относительный прогиб  $j$  для выделенных четырех участков.

эти нивелировки — равноточные. Оценка достоверности полученных разностей превышений сделана с помощью известного  $t$ -критерия Стьюдента. В результате получено следующее: 1) как показало сравнение дисперсий (средних квадратических погрешностей измерений превышений), все шесть нивелировок являются равноточными, а изменения превышений являются в большинстве случаев существенными, значительно превышающим погрешности их измерений; 2) все рассматриваемые реперы можно считать изменившими свое положение относительно начального (ск. репера 116), при этом достаточно отчетливо проявляется их колебательный характер.

На рис. 53 п 54 изображено изменение высот реперов Северо-Муйской линии

в пространстве и во времени, полученное способом, основанным на анализе изменений взаимного положения исследуемых реперов при последовательном выборе за исходный каждого из них и использующим матричную форму представления результатов измерений [Колмогоров, 1986]. Все реперы можно разделить на преимущественно опускающиеся (№ 116, 6/№, 4199, 1266), колеблющиеся около своего начального уровня (№ 48, 2409) и резко поднимающиеся (№ 136). При этом отчетливо проявляется колебательный характер вертикальных смещений всех реперов с периодом около трех лет и с максимальными амплитудами в 1979 и 1980 гг. В целом за 1974—1981 гг. наблюдается «перекося» перевала в северо-западном направлении: восточный портал тоннеля поднимается со средней скоростью около 5 мм/год, а западный опускается со средней скоростью 2 мм/год.

По виду смещений реперов можно выделить три блока земной коры, отличающихся скоростью и направленностью вертикальных смещений: первый — от репера 116 до репера 4199, второй — от репера 4199 до репера 2409 и третий — от репера 2409 до репера 136. Границами этих блоков служат зоны повышенных горизонтальных градиентов скорости движений, которые, как известно, идентифицируют зоны разрывных нарушений близповерхностных частей земной коры. Выделенные по данным о вертикальных смещениях реперов, такие зоны соответствуют активным в кайнозое разломам, наиболее значимыми из которых являются два разлома, расположенных от западного портала на расстояниях примерно 4 и 17 км [Шерман и др., 1980] соответственно. Они-то и делят перевал на три участка, указанных выше.

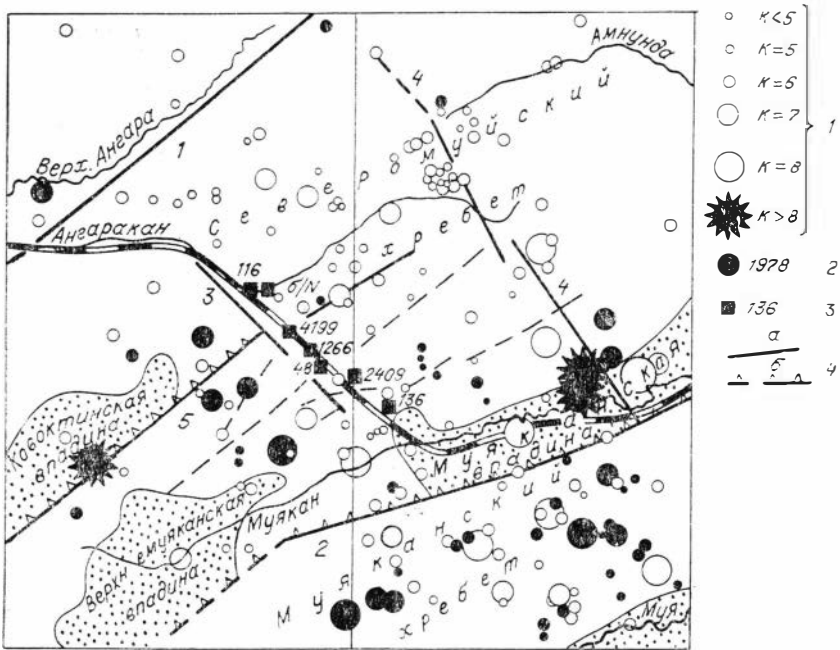


Рис. 52. Сейсмотектоническая ситуация в районе Северо-Мульского тоннеля трассы БАМа, где проложена линия повторного нивелирования.

1 — эпицентры землетрясений 1976, 1977, 1978 гг., 2 — землетрясения 1978 г.; 3 — реперы повторного нивелирования; 4 — разломы (а — региональные, б — сейсмогенерирующие).

Принимая полученные вертикальные смещения точек земной поверхности за тектонические движения, с использованием формул (39)–(45) определены такие ее деформации, как изменение наклона и кривизны земной поверхности (деформации сдвига и изгиба). Анализируя годографы изменения наклонов земной поверхности пяти блоков, на которых расположены реперы б/№, 116, 4199, 1266, 48, 2409, 136 (рис. 55), можно предположить, что главные изменения наклонов блоков с реперами б/№, 116, 4199, 1266 направлены вкост простираия Перевального разлома, а наибольшей активностью отличается блок с реперами 2409 и 136. Кроме того, заметен пульсирующий характер изменения наклонов.

Для прогноза времени и места проведения профилактических мер при эксплуатации тоннеля немаловажно знание характера изменения формы земной поверхности, т. е. необходима информация о таких компонентах деформации земной поверхности, как ее относительный прогиб  $f$  и кривизна  $k$ . В целом по профилю значения  $f$  (рис. 56, а) не превышают  $2 \cdot 10^{-6}$ , а  $k$  —  $0,4 \cdot 10^{-12}$  (рис. 56, б). Отсюда следует, что изменения относительного прогиба и кривизны земной поверхности в районе строящегося Северо-Мульского тоннеля пока серьезной угрозы не представляют. Поэтому особое внимание нужно уделить изучению разломов, разделяющих противоположно наклоняющиеся блоки. Именно здесь, в зонах перегиба, максимальные деформации сдвига могут вызвать критические напряжения в теле инженерного сооружения, способные привести к разрушению последнего.

Ангинская линия расположена в северо-западном крыле крупного антиклинория, ось которого проходит по оз. Байкал к юго-востоку от о. Ольхон. В направлении с юго-востока на северо-запад четко выражена возрастная зональность блоков: на юго-востоке выходят наиболее древние породы архея, слагающие Ольхонский блок; по линии разлома этот блок в направлении к северо-западу сменяется протерозойским блоком Приморского хребта. Породы протерозоя постепенно погружаются к се-

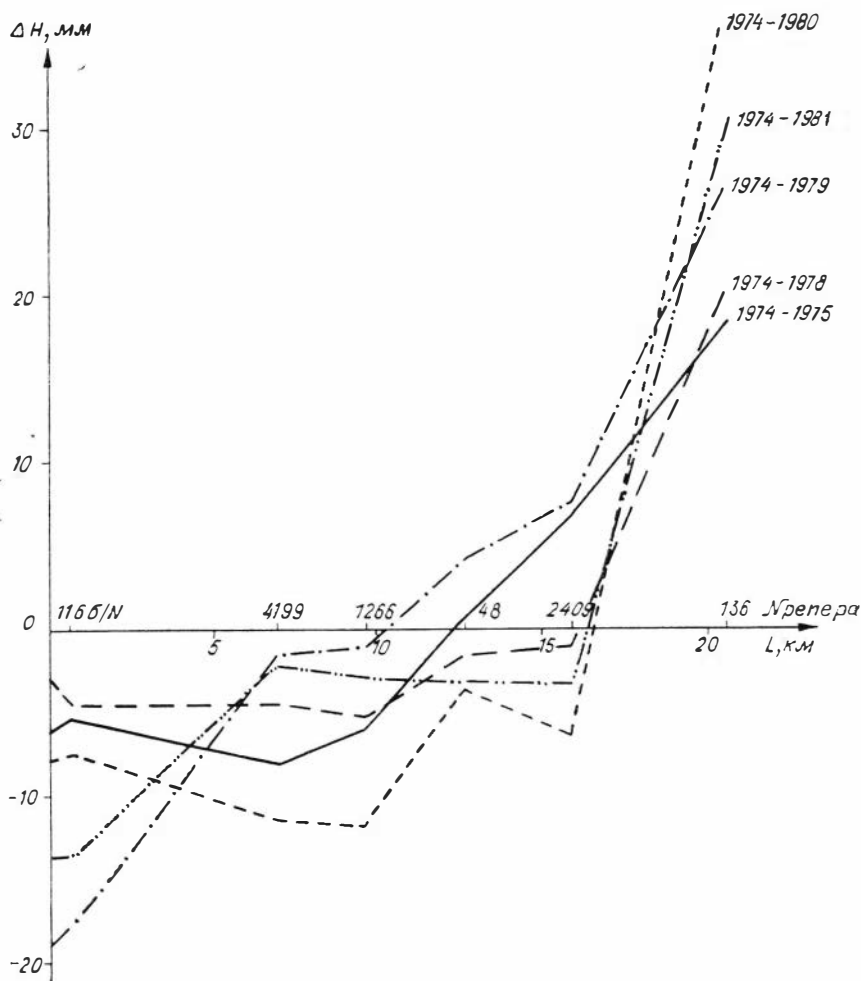


Рис. 53. Изменение в пространстве высот реперов Северо-Муиской линии повторного нивелирования.

веро-западу и перекрыты в пределах Предбайкальского прогиба осадочными и толщами нижнего палеозоя (кембрий), мощность которых по направлению к северо-западу возрастает (рис. 57).

Рассматриваемая линия пересекает следующие основные геоморфологические структуры: Прибрежную возвышенность, Маломорское продольное понижение, Приморский хребет, Онетскую возвышенность, Манзурское продольное понижение. Густота реперов максимальна в юго-восточной части территории, прилегающей к Байкалу. Профиль повторного нивелирования закреплен 14 реперами, из которых 11 грунтовых (фундаментальных 2-го типа) и 3 скальных. Результаты нивелирования этой линии описаны нами ранее [Колмогоров, 1978; и др.].

Наиболее вероятную картину вертикальных движений за 1967—1972 гг. отражают кривая скоростей движений и график горизонтальных градиентов этих скоростей (см. рис. 57). Группа реперов, расположенная в пределах Байкальского антиклинория, поднимается относительно Предбайкальского предгорного прогиба со скоростью до 2 мм/год. Такого же порядка (около 3 мм/год) получена скорость поднятия по результатам нивелирования I класса в 1942 и 1965 гг. участка Иркутск — Култук, субпараллельного рассматриваемой линии. В структурном отношении Ангинская линия и участок Иркутск — Култук идентичны: их начальные пункты находятся в зоне Предбайкальского предгорного прогиба, а конечные пункты приурочены к зоне Байкальского антиклинория.

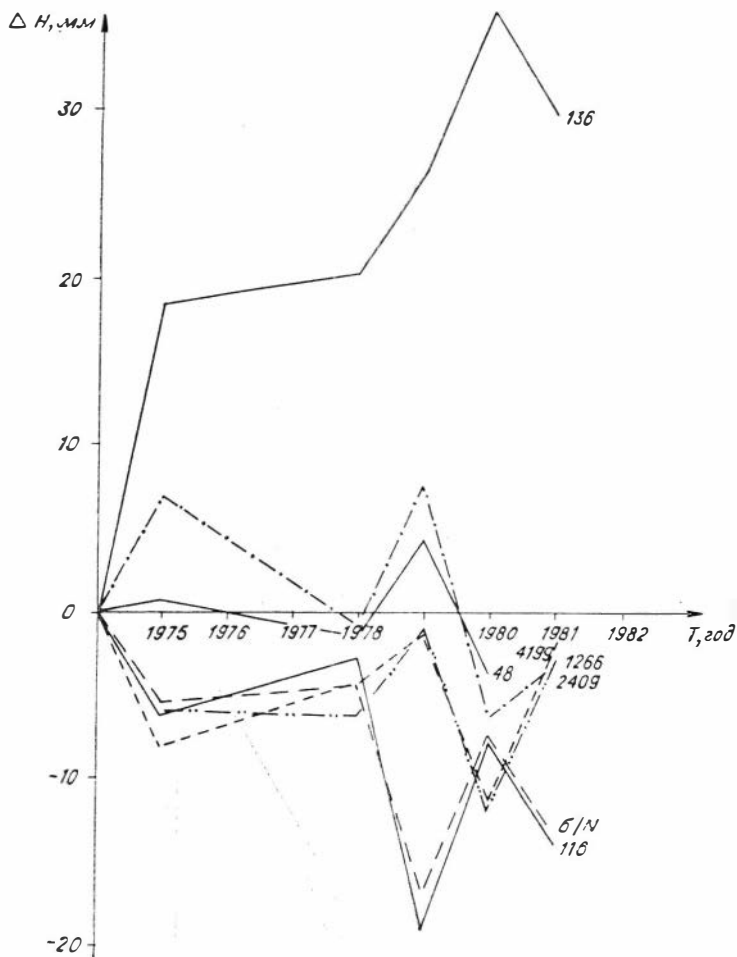


Рис. 54. Изменение во времени высот реперов Северо-Муйской линии.

При сопоставлении скоростей, полученных за 5- и 23-летний периоды для разных участков одних и тех же структур, вытекает вывод о возможном равномерном поднятии Приморского хребта. На рис. 58 приведены графики градиентов скоростей вертикальных движений, построенные по данным нивелирования линий Ангинской (Баяндай — Крестовский), Качуг — Бол. Зама, Бол. Зама — Нижнеангарск, секущих Прибайкальский глубинный разлом. Максимальные значения градиента на линии Баяндай — Крестовский (реперы 5—9) соответствуют центральному отрезку Прибайкальского разлома — зоне Приморского разлома. Этот же разлом неоднократно пересекают две другие линии нивелирования: Качуг — Бол. Зама (реперы 4—7) и Бол. Зама — Нижнеангарск (реперы 3—6), причем последняя проложена в зоне самого разлома. Отмечая неоднократную активизацию Прибайкальского разлома, П. М. Хренов с соавторами [1977] подчеркивают, что наибольшая активизация здесь происходила в кайнозойский период тектогенеза. Амплитуды кайнозойских подвижек они оценивают так: суммарная максимальная вертикальная составляющая смещений равна 6—7 км, амплитуда горизонтального смещения — 2 км. К Приморской ветви Прибайкальского разлома приурочены древние по возрасту сейсмоструктуры, генетически связанные с 9- и 10-балльными землетрясениями. Как видно из рис. 58, всему Прибайкальскому разлому соответствуют максимальные значения градиента скорости вертикальных движений, достигающие  $10 \cdot 10^{-7}$  год<sup>-1</sup>.

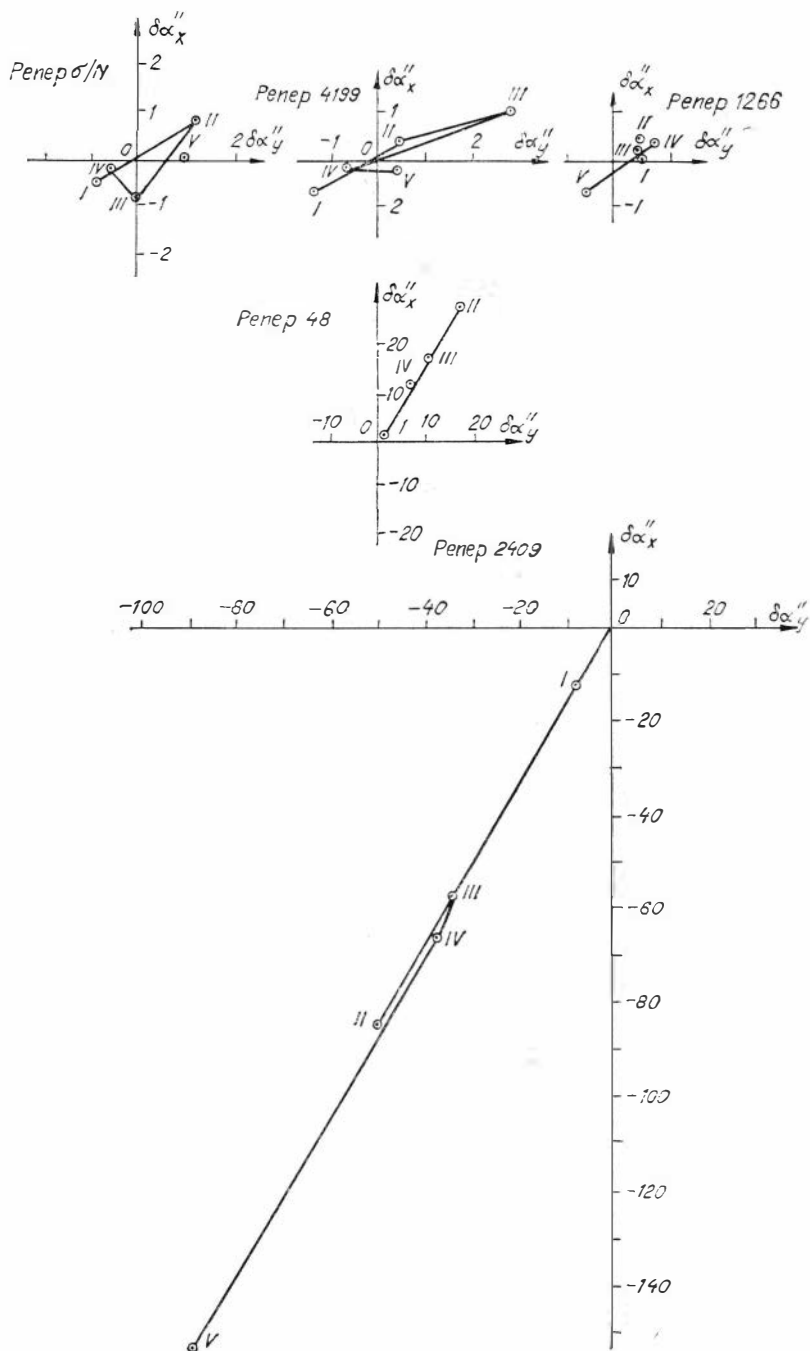


Рис. 55. Годографы наклонов реперов Северо-Муиской линии за период 1974—1981 гг.

Результаты обобщения имеющегося геологического и геофизического материала о разрывной тектонике и сейсмологии на территорию Прибайкалья и Забайкалья [Разломы..., 1972; Сейсмичность..., 1977; Хренов, 1971; Шерман, 1977; и др.] стали основой для сопоставления прежде всего пространственного положения зон высоких градиентов скорости вертикальных движений с известными разрывными нарушениями, снятыми с геологических карт. Подобное сопоставление показало, что более 90 % зон высоких градиентов скорости совпадает с известными зонами разло-

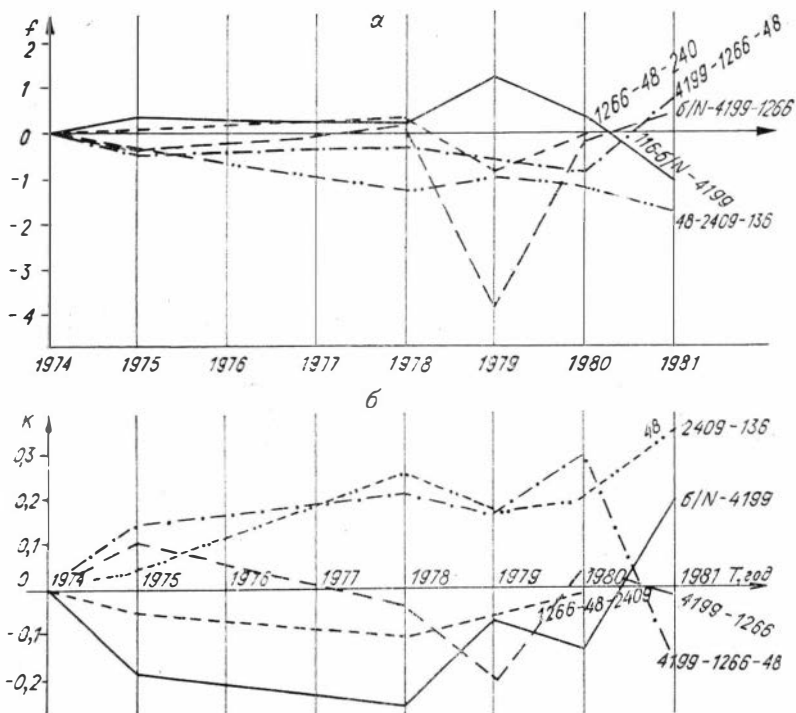


Рис. 56. Изменение во времени относительного прогиба  $f$  (а) и кривизны  $k$  (б) отдельных участков Северо-Муйской линии.

мов (частота совпадений равна 0,9). Учитывая такое высокое значение частоты совпадения, правомерно принять все выделенные зоны высоких градиентов скорости в качестве зон разрывных нарушений, активных на современном этапе их развития, и с большим правом — если один и тот же разлом пересекают в разных его местах различные линии повторного нивелирования: в этом случае можно более надежно уточнить местоположение разлома на земной поверхности и определить его активность на всем протяжении. Для этого были построены наряду с комплексным геолого-геофизическим разрезом линии нивелирования графики скоростей современных движений и графики горизонтальных градиентов скоростей этих движений.

Сопоставление пространственного положения зон высоких значений горизонтальных градиентов скорости с известными разрывными нарушениями Прибайкалья и Забайкалья позволило построить схему разломов, активно развивающихся на современном этапе (рис. 59). В основу приведенной схемы положена «Схема важнейших тектонических разломов Забайкалья», составленная А. Н. Булгаковым, К. Б. Булнаевым, О. И. Очировым и др. [Тектонические разломы Забайкалья, 1978]. Из анализа представленной схемы разломов видно, что плотность разломов во внутренней части Байкальской рифтовой зоны продолжает расти. Активность многих выделенных разломов подтверждается и данными сейсмологии: большинство показанных на схеме разломов совпадает с разломами, выделенными М. Г. Демьяновичем с учетом приуроченности к ним роев эпицентров землетрясений [Сейсмическое районирование..., 1977]. Кроме того, в Байкальской рифтовой зоне наблюдают [Сейсмическое районирование..., 1977; Шерман, 1977] такую особенность развития: процесс разломообразования идет от мелких разрывов к крупным. В связи с этим важно наметить и более мелкие разломы, активные на современном этапе, менее значимые в геологической истории развития региона, но наиболее ответственные порой за очень сложную геологию

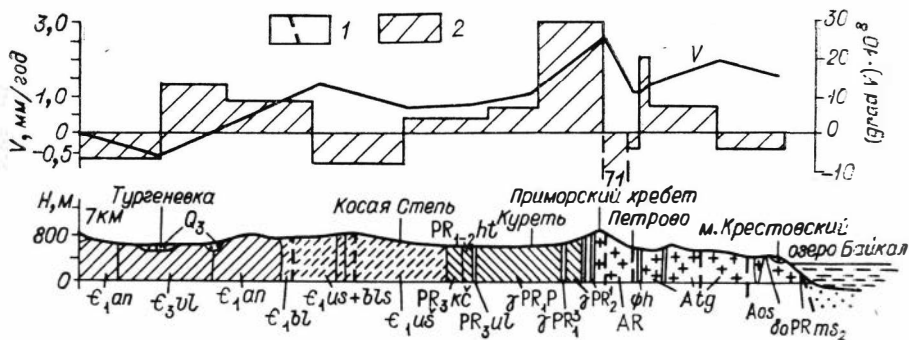


Рис. 57. График скоростей вертикальных движений ( $V$ ), их горизонтальных градиентов  $\text{grad } V_h \cdot 10^{-8}$  и разрез геологического строения по профилю линии нивелирования Байандай — Косая Стель — оз. Байкал.

1 — разломы; 2 — горизонтальный градиент скорости вертикальных движений.

ческую ситуацию на поверхности. С этой целью нужно детально обследовать все зоны аномальных градиентов скорости вертикальных движений, которые, возможно, совпадают с разломами, начинающими свое развитие.

Составление более детальной схемы активизированных разломов встречает большие трудности из-за сравнительно редкой сети линий повторного нивелирования. Поэтому к приведенным расчетам нужно относиться с некоторой осторожностью и рассматривать эту схему как пример подхода к количественной оценке активности разломов.

При составлении подобной схемы активизированных разломов Западной Сибири обнаружилось редкое расположение реперов с максимальными значениями горизонтального градиента в северной части Тобол-Иртышского междуречья. Этот район известен как область с преобладанием растягивающих напряжений и сдвиговых деформаций, здесь расположены основные грабен-рифты земной коры Западной Сибири. Видимо, как следствие такого состояния земной коры, степень выраженности зон разломов в горизонтальных градиентах вертикальных движений значительно ниже, чем в Прибайкалье и Забайкалье.

В заключение можно сказать следующее.

На первом этапе так называемого структурного анализа современных вертикальных движений земной поверхности по данным повторного нивелирования протяженных линий Сибпри была показана возможность выявления блокового строения земной коры, трассирования активизированных зон разломов, оценки уровня тектонической активности и характера современного развития структур по темпу и направленности вертикальных движений. Для выделения активизированных зон глубинных разломов можно использовать не только результаты многократного нивелирования линии, но и данные двукратного нивелирования протяженных линий на 15—20-летний период.

Графики скоростей современных вертикальных движений и их горизонтальных градиентов

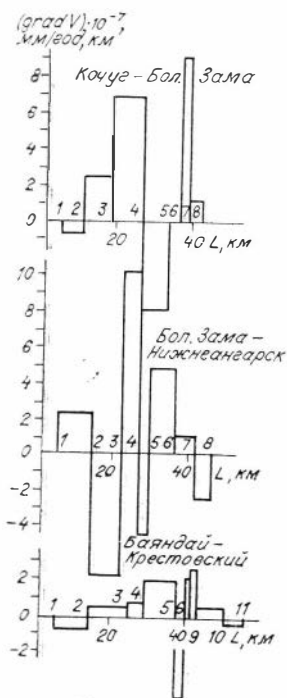


Рис. 58. Графики градиентов скорости вертикальных движений по линиям повторного нивелирования Качуг — Большая Замца — Нижнеангарск и Байандай — мыс Крестовский, пересекающим Прибайкальский глубинный разлом.

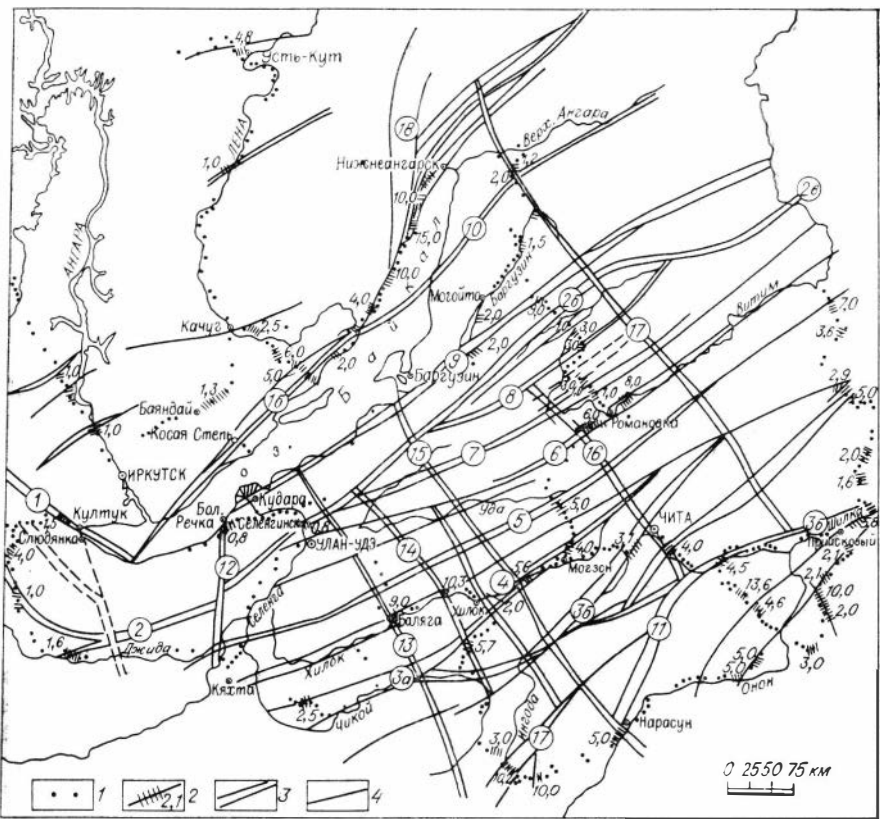


Рис. 59. Главные разломы Прибайкалья и Забайкалья, активно развивающиеся на современном этапе.

1 — нивелирные реперы; 2 — зона максимальных градиентов вертикальных СДЗК; 3 — зоны тектонических разломов; 4 — отдельные крупные разломы. Цифры в кружках: 1 — Саяно-Байкальский краевой шов; 2 — Джидра-Витимский, 3 — Чинкой-Ингодинский структурные швы; 4—11 — региональные продольные разломы; 4 — Хилокский, 5 — Тугнуй-Кондинский, 6 — Удино-Витимский, 7 — Курбино-Калаканский, 8 — Олдындинский, 9 — Баргузинский, 10 — Тампудо-Нершинский, 11 — Онон-Туринский; 12—17 — региональные поперечные разломы: 12 — Боргой-Большереченский, 13 — Баялгинский, 14 — Арейский, 15 — Святоносско-Даурский, 16 — Турка-Ононский, 17 — Точерский. Положение и названия зон разломов заимствованы из работы «Тектонические разломы...» [1978].

отчетливо фиксируют блоковый характер проявления вертикальных движений: в выделенных блоках скорости движений и их градиенты составляют в среднем соответственно 2 мм/год и 1—2 мм/(км·год), не превышая предельной ошибки измерения; на границах блоков значение градиента резко возрастает (до 5—10 мм/год на 1 км), скорость — в 3—4 раза больше фоновых значений. Более мелкие блоки, ограниченные разломами, также часто находят отражение на кривых скоростей движений и их градиентов, но их значение не превышает 3 мм/(км·год).

Наиболее активными участками на современном этапе развития являются узлы пересечения продольных и поперечных региональных разломов, которые фиксируются высокой дифференцированностью современных движений и максимальными значениями горизонтальных градиентов скоростей движений.

Анализ графиков скоростей вертикальных движений и их градиентов, построенных по данным многолетних геодезических измерений в Селенгинской впадине и на Северо-Муйском хребте, позволил выявить нестационарный, пульсационный характер современного развития разломов: смену сжатия растяжениями, периодов повышенной активности — периодом относительного покоя.



Форма графика изменения скорости движений по профилю различна в зависимости от геометрии разлома, т. е. predetermined его кинематическим типом, отражающим характер преобладающих (сбросовых или сдвиговых) движений по разлому. Наиболее выражена связь аномальных скоростей современных вертикальных движений и их градиентов с такими разломами, как «взбросы», в истории развития которых преобладают вертикальные смещения.

## 5.2. КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗЛОМОВ ПО ТИПУ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

По преобладающему движению глубинные разломы разделяют на взбросы (сбросы), сдвиги, раздвиги, надвиги, а по механизму процессов, напряжениям, стимулирующим формирование разломов того или иного типа, — на зоны сжатия, растяжения и сдвигания [Суворов, 1968; и др.]. При этом в зонах сжатия крылья разлома сближаются, вдавливаются друг в друга или надвигаются одно на другое, в результате чего возникают взбросы или надвиги, где поднятое крыло нависает над опущенным. В зонах растяжения крылья раздвинуты, в результате чего образуется зияющий провал, заполняющийся со временем обвалившимися породами. Нередко трещина сопровождается грабеном. В трещинах сдвигания крылья смещаются друг относительно друга в горизонтальном направлении, оставаясь плотно прижатыми одно к другому. Обычно они прямолинейны, крутонаклонны. Нередко сдвигание происходит не по единой плоскости, а по зоне шириной в несколько километров (глубинные сдвиги). Такие зоны рассечены кулисообразно расположенными зияющими трещинами.

Каждому кинематическому типу глубинных разломов соответствует определенная форма графика скорости современных вертикальных движений. Ниже рассмотрены в качестве типичных примеров только глубинные разломы, развитие которых достоверно установлено геологическими и геофизическими данными. На рис. 60, а, б приведены графики изменения скорости современных движений и их градиентов над зонами Приморского и Онон-Туринского глубинных разломов типа сбросов [Лысак, 1981]. Они представляют собой разломы в сотни километров, образующие зоны ступенчатого или грабенообразного строения шириной 10—15 км. Указанные сбросы разделяют области устойчивого прогибания и поднятия. Вертикальные амплитуды смещений достигают нескольких километров. Пространственно связанная со сбросами приразломная складчатость преимущественно крутая, с односторонней асимметрией, и носит глыбовый характер.

Все эти особенности, характерные для сбросов, находят отражение на приведенных графиках скоростей современных движений. Как видно из рис. 46, амплитуда перемещения блоков 6—12 мм/год. Характерная особенность графиков скоростей движений — их асимметричность. Высокие значения градиента скорости движений свидетельствуют о «крутой» приразломной складчатости. Зона глубинного сброса-сдвига фиксируется несколькими сближенными пикообразными изменениями скорости движений (ступенчатого или грабенообразного вида). Над надвиговыми глубинными зонами — зонами преобладающего сжатия, — так же как и над сбросами, наблюдаются асимметричные графики скоростей современных движений. Сместители надвиговых разрывов характеризуются очень пологим, а иногда даже горизонтальным залеганием. Эта особенность надвиговых зон отразилась и на графиках скоростей движений: вместо пикообразного изменения кривой скоростей наблюдается наклонная кривая. Значения градиентов скорости движений в надвиговых зонах меньше, чем над сбросами.

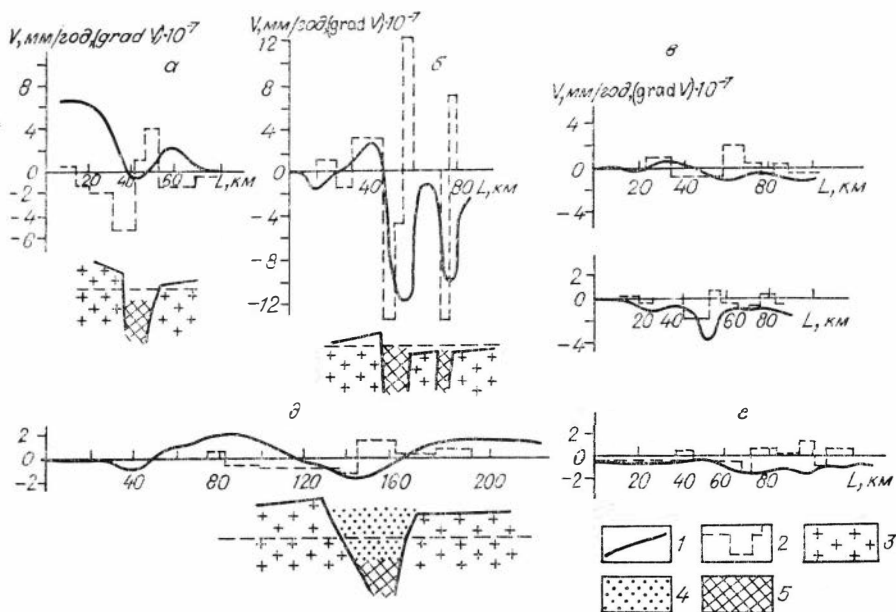


Рис. 60. Графики скоростей вертикальных движений и их градиентов над зонами разломов.

*a* — Приморский сброс; *б* — Онон-Туринский сбросо-надвиг; *в* — Горловско-Зарубинский сдвиг; *г* — Кыштовский сдвиг; *д* — Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт (раздвиг); *е* — Абакан-Ужурская сдвиговая зона. 1 — график скоростей СВДЗК; 2 — график горизонтальных градиентов скорости движений; 3 — гранитоиды; 4 — осадочные породы; 5 — зоны разломов.

На рис. 60, *в* — *д* приведены графики скоростей вертикальных движений и их градиентов для сдвиговых и раздвиговых зон. Эти два типа разломов развиваются в условиях горизонтального растяжения. Смещение происходит в основном по простиранию сместителя, без заметной вертикальной составляющей. Графики скоростей вертикальных движений над сдвигами симметричны (или близки к таковым). Связанные с растяжением земной коры узкие приразломные прогибы выражены на графиках относительным понижением скоростей. Так, Горловский и Зарубинско-Ташминский прогибы, приуроченные к центральной части Горловско-Зарубинского сдвига, по данным геолого-геоморфологических исследований [Сурков, Жеро, 1981], интенсивно прогибаются в настоящее время (см. линию повторного нивелирования Новосибирск — Абакан). Амплитуда изменения скорости в зоне активного влияния Горловско-Зарубинского сдвига не превышает 2 мм/год. Подобные графики скоростей современных движений наблюдаются и для Кыштовского сдвига с одноименным прогибом (см. рис. 60, *г*).

В качестве примера раздвига, развивающегося в условиях горизонтального растяжения, рассмотрим Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт. На рис. 60, *д* изображены графики изменения скорости вертикальных движений и их горизонтальных градиентов, построенные по данным повторного нивелирования линии Тайга — Нижневартовск, пересекающей вкрест простирания этот грабен-рифт. Он представляет собой крупный осадочный бассейн [Сурков, Жеро, 1981; и др.], протяженность которого не менее 800 км, ширина 40—60 км, средняя мощность осадочных пород 3—4 км. По геофизическим данным, в рельефе поверхности фундамента и структуре платформенного чехла это крупное раздвиговое нарушение выражено удлиненным прогибом, заполненным триасовыми осадками мощностью до 5 км, а на севере — до 10 км. Основной желоб прогиба, совпадающий с осевой частью разлома, в рельефе земной поверхности не находит выражения. Однако на графике скоростей современных верти-

кальных движений грабен-рифт фиксируется четко V-образным прогибом, что обусловлено, очевидно, различным сочетанием структурно-формационных зон фундамента, пересекаемых зоной разлома: грабен и антиклинорий, сложенные соответственно осадочными породами и гранитоидами. График скоростей вертикальных движений симметричен, что свидетельствует об однотипном развитии крыльев раздвига — Нижневартовского и Назино-Сенькинского антиклинориев. Зона динамического влияния раздвига в районе пересечения его линией повторного нивелирования свыше 60 км. Амплитуда смещения небольшая — 3—4 мм/год. Значения градиентов скорости вертикальных движений превышают 1—1,5 мм/(км·год).

Таким образом, глубинные разломы фиксируются как симметричными, так и асимметричными графиками скоростей вертикальных движений. Над разломами типа сбросов (взбросов) зафиксированы амплитуды смещений, асимметричная форма графика скоростей вертикальных движений и высокие значения горизонтальных градиентов этих скоростей, свидетельствующие о «крутой» приразломной складчатости. Зона глубинного сбросо-сдвига фиксируется несколькими пикообразными изменениями графика скоростей вертикальных движений. Над надвиговыми глубинными зонами, так же как и над сбросами, наблюдаются асимметричные графики скоростей современных движений. Значения градиента скорости здесь меньше, чем над сбросами. Сдвиговые и раздвиговые зоны развиваются в условиях горизонтального растяжения, и смещение происходит в основном по простиранию сместителя, без заметной вертикальной составляющей. Кривые скоростей вертикальных движений над этими разрывными структурами симметричны, движения приразломных структур небольшой амплитуды. Характерной особенностью сдвиговых зон является наличие узких приразломных прогибов.

### 5.3. ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ИЗМЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕК СИБИРИ

Как известно, водный поток очень чутко реагирует на всякие изменения наклона земной поверхности. Следовательно, от темпа и направленности тектонических движений могут меняться и основные характеристики рек: продольный и поперечный уклоны дна и водной поверхности, скорость течения потока, пропускная способность русла и мощность водотока, некоторые давления в естественных водотоках, направление течения водных масс и плановое положение русел рек.

Для рек Западной Сибири установлено [Процессы формирования..., 1987; и др.], что изменения их характеристик обусловлены тектоническими причинами. Так, долины рек таежной зоны Западно-Сибирской равнины приурочены к крупным разломам земной коры и их продольные профили отражают тектопические нарушения, выражающиеся в повышенных значениях уклонов. Долина Оби от устья Тьма почти до устья Иртыша имеет левостороннюю асимметрию. Крупные ее притоки также характеризуются левосторонней асимметрией, что противоречит закону Бэра — Бабинне и обусловлено тектоническими причинами. Доминирующая в развитии долин боковая эрозия является следствием изменения поперечных уклонов дна и водной поверхности, одной из причин которого могут быть современные вертикальные движения.

По данным В. П. Нехорошева [1939], р. Иртыш чутко реагирует на новейшие движения. Так, на участке от истока у оз. Зайсан до Семипалатинска Иртыш делает изгиб, удлиняя свой путь на 150—200 км и прорезая Алтай (отделяя его от Калбы). В четвертичное время, по-видимому, про-

изошло опускание этого участка, по которому теперь течет Иртыш (на западном продолжении Нарымского хребта), о чем свидетельствуют асимметрия его берегов (правый — высокий, скалистый, левый — низменный), отсутствие ясных террас. «Прорыв Иртыша» на участке между устьем Бухтармы и Усть-Каменогорском, где Иртыш на протяжении 100 км течет в узкой извилистой скалистой трубе, свидетельствует о юном неравномерном поднятии этого участка. К западу амплитуда этого поднятия уменьшается, в результате чего Калбинские горы снижаются и сливаются с Казахской степью. Борьба между поднятием и деятельностью реки продолжается и в настоящее время. Участок Иртыша от Усть-Каменогорска до Павлодара наиболее труден, имеет много перекатов и еще не выработанный профиль равновесия. Между тем ниже Павлодара, там, где он пересекает максимальную депрессию (близ Черлака), Иртыш на значительном протяжении не имеет террас, явно подтверждающая продолжающееся погружение этого участка, и здесь имеется уже глубокий хорошо выработанный фарватер.

Оценим влияние современных вертикальных движений земной поверхности на изменение основных характеристик рек Сибири.

Продольные и поперечные уклоны дна и водной поверхности — наиболее важная характеристика рек, зависящая непосредственно от вертикальных перемещений, которая определяется по известной формуле

$$i = \frac{h}{L}, \quad (76)$$

где  $h$  — падение участка реки (разности отметок уреза воды на концах участка);  $L$  — длина участка.

Элементарное изменение уклона можно определить как отношение изменения падения участка реки  $\Delta h$  к его длине, т. е.

$$\Delta i = \frac{\Delta h}{L}. \quad (77)$$

Вследствие современных вертикальных движений земной поверхности величина  $\Delta h$  изменяется во времени со скоростью, определяемой по результатам повторного нивелирования:

$$\Delta h = (v_2 - v_1)T_i, \quad (78)$$

где  $v_1$  и  $v_2$  — скорости современных вертикальных движений земной поверхности на концах участка;  $T_i$  — время между первым и последующими нивелированиями.

Введя обозначение  $\delta_i = \frac{\Delta i}{i}$  — относительное изменение продольного уклона — и учитывая формулы (77) и (78), можно записать:

$$\delta = \frac{\Delta h}{h} = \frac{(v_2 - v_1)T_i}{h}, \quad (79)$$

откуда, если известно  $\delta$ ,

$$T^0 = \frac{\delta h}{v_2 - v_1}. \quad (80)$$

Таким образом, формулы (79) и (80) позволяют получить относительное изменение продольного уклона  $\delta$  водной поверхности под действием современных вертикальных движений земной поверхности за время  $T_i$  и время  $T^0$ , за которое произошло изменение  $\delta$ , определенное каким-либо другими методами. Так, например, для участка реки с падением  $h = 10$  см и разностью скоростей современных вертикальных движений  $v_2 - v_1 = \pm 10$  мм/год изменение  $\delta^0 = \pm 0,05$  (5 %) происходит через 6 мес [Проблемы изучения, 1977].

Изменение продольного уклона водной поверхности  $i$  повлечет за собой и изменение скорости течения потока  $V$ , пропускной способности

Влияние современных вертикальных движений земной поверхности

№ п/п	Концы участков реки	L, км	h, м	Δv, мм/год	i, ед. 10 <sup>-5</sup>	Δi, ед. 10 <sup>-6</sup>
1	2	3	4	5	6	7
<i>Енисей</i>						
1	Устье р. Бол. Веснина	156	-27	-0,7	-17,31	-0,13
2	» р. Ягодкина	130	-15	-2,0	-11,54	-0,45
3	г. Енисейск	110	-9	-2,6	-8,18	-0,69
4	Устье р. Кия	153	-14	0,0	-9,15	0,00
5	» р. Исаковка	175	-17	-0,8	-9,71	-0,13
6	» р. Подкаменная Тунгуска	138	-7	-0,8	-5,07	-0,11
7	с. Бахта	110	-7	+0,4	-6,36	+0,11
8	Устье р. Елогуй	70	-2	+1,7	-2,86	+0,70
9	с. Зыряново	51	-2	+1,3	-3,92	+0,74
10	Устье р. Фатьяниха	65	-2	+3,8	-3,08	+1,70
11	» р. Сенькина	61	-1	+2,4	-1,64	+1,14
12	Пос. Костинский					
<i>Подкаменная Тунгуска</i>						
1	Устье р. Чуния	150	-51	+5,8	-34,00	+0,89
2	» р. Енгода	81	-13	+4,2	-21,31	+1,58
3	» р. Кондома	60	-7	+7,6	-11,67	+2,91
4	» р. Вельмо	186	-39	+9,1	-21,08	+1,13
5	» р. Бол. Черная	36	-5	+1,6	-13,89	+1,02
6	» р. Рыбная	30	-1	+2,1	-3,33	+1,61
<i>Обь</i>						
1	с. Вороново	220	-17	-0,1	-7,73	-0,016
2	с. Амбарцево	130	-2	-0,9	-1,53	-0,25
3	с. Новоильинка	120	-5	+1,0	-4,17	+0,30
4	с. Некрасова	190	-7	+2,6	-3,68	+0,49
5	с. Петровка	100	-3	+4,6	-3,00	-1,66
6	с. Верх. Панина					
<i>Иртыш</i>						
1	Павлодар	84	-5	+0,5	-5,95	+0,226
2	Черноречский	72	-5	+0,1	-6,94	+0,053
3	Качиры	102	-6	+0,7	-5,88	+0,261
4	Иртышское					

## на изменение основных характеристик рек Сибири

$\delta_i = \frac{\Delta i}{i}$ , ед. $10^{-3}$	$\delta V = \frac{\Delta V}{V}$ , ед. $10^{-3}$	$\delta Q = \frac{\Delta Q}{Q}$ , ед. $10^{-3}$	$\delta N = \frac{\Delta N}{N}$ , ед. $10^{-3}$	$T_i$	$T_V$	$T_Q$	$T_N$	$\Delta P_0$	$\Delta P_1$	$\Delta P_2$	$\Delta P_{\max}$
				лет при $\delta^0 = 0,05$							
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19

*(T = 29 лет)*

0,75	0,6	0,6	0,4	1929	1458	910	702	-20,3	0,0	6,9	21,4
3,899	3,0	2,0	1,0	375	284	177	136	-58,0	0,0	21,3	61,8
8,44	6,0	4,0	3,0	173	131	82	63	-75,4	0,2	0,4	75,4
0,00	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,0
1,34	1,0	1,0	0,0	1062	803	502	387	-23,2	27,8	10,52	44,8
2,17	2,0	1,0	1,0	9700	529	330	255	-14,5	0,0	0,0	14,5
-1,73	-1,6	-1,0	-1,0	875	662	413	318	11,6	46,8	-8,1	40,4
-24,45	-20,0	-12,0	-9,0	59	44	28	21	49,3	-0,6	-0,2	49,3
-18,88	-14,0	-9,0	-7,0	77	98	61	47	37,7	0,0	-0,2	37,7
-55,19	-42,0	-26,0	-20,0	26	20	12	10	110,2	0,0	0,0	110,2
-69,51	-53,0	-33,0	-25,0	21	16	10	8	69,6	0,0	0,0	69,6

*(T = 23 года)*

-2,62	-2,0	-1,0	-1,0	440	332	208	160	133,4	0,0	0,0	133,4
-7,41	-5,0	-3,0	-3,0	155	117	73	56	96,6	0,0	0,0	96,6
-24,94	-19,0	-12,0	-9,0	46	35	22	17	174,8	0,0	0,0	174,8
-5,36	-4,0	-2,0	-2,0	214	162	101	78	209,3	0,0	0,0	209,3
-7,34	-5,0	-3,0	-3,0	156	118	74	57	36,8	0,0	0,0	36,8
-48,35	-36,0	-23,0	-17,0	24	18	11	9	48,3	-1,2	-0,4	48,3

*(T = 36 лет)*

0,21	0,0	0,0	0,0	8500	6426	4012	3094	-3,6	0,0	0,0	3,6
16,34	12,0	8,0	6,0	111	84	52	40	-32,4	0,7	0,0	32,4
-7,19	-5,0	-3,0	-3,0	250	189	118	91	36,0	-0,1	0,0	36,0
-13,40	-10,0	-6,0	-5,0	135	102	64	49	93,6	-0,5	0,0	93,6
-55,20	-42,0	-26,0	-20,0	33	25	15	12	165,6	1,9	0,0	165,6

*(T = 38 лет)*

-3,80	-3,0	-2,0	-1,0	500	378	236	182	19,0	0,0	0,0	19,0
-0,76	-0,6	0,0	0,0	2500	1890	1180	910	3,8	0,0	0,0	3,8
-4,44	-3,0	-2,0	-2,0	429	324	202	156	26,6	0,1	0,0	26,6

1	2	3	4	5	6	7
5	Татарка	116	-7	+0,4	-6,03	+0,131
6	Соляное	80	-6	-2,4	-7,50	-1,140
	Омск	102	-4	-0,2	-3,92	-0,075
<i>Иртыш</i>						
7	Омск	160	-7	+0,4	-4,38	+0,078
8	Исаковка	140	-6	+0,3	-4,29	+0,066
9	Устье р. Тара	60	-4	+0,7	-6,67	+0,362
10	Устье р. Она	65	-2	+0,1	-3,08	+0,048
11	с. Изюк					

$Q$ , мощности водотока  $N$ , которые являются функциями  $i$ :

$$V = C \sqrt{R \cdot i}; \quad (81)$$

$$Q = \frac{Cw^{3/2}}{R} \sqrt{i}; \quad (82)$$

$$N = 8 \frac{Cw^{3/2}}{p} L i^{3/2}, \quad (83)$$

где  $C$  — коэффициент Шези, учитывающий форму дна и берегов и их шероховатость;  $R$  — гидравлический радиус;  $w$  — площадь живого сечения русла;  $p$  — смоченный периметр русла. Все эти величины получают на отдельных участках исследуемой реки из непосредственных измерений, для чего необходимо создание специальных геодинимических полигонов, основной целью которых является решение ряда мелиоративных и гидротехнических задач.

В практике гидротехнического и мелиоративного проектирования точность расчета значений  $V$ ,  $Q$ ,  $N$  принимается равной  $\pm 5\%$ , т. е.  $\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta N}{N} = 0,05$ . Принимая во внимание это обстоятельство продифференцируем выражения (81)–(83) по их аргументам  $i$ , учитывая (79), получим изменения  $V$ ,  $Q$  и  $N$  в следующем виде:

$$\Delta V = \pm \frac{1}{2} V \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h}; \quad (84)$$

$$\Delta Q = \pm \frac{1}{2} Q \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h}; \quad (85)$$

$$\Delta N = \pm \frac{3}{2} N \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h}. \quad (86)$$

В табл. 9 помещены результаты приближенных вычислений значений изменений основных характеристик некоторых сибирских рек, обусловленных современными вертикальными движениями земной поверхности за период  $T$  между смежными нивелированиями ( $L$  — длина исследуемого участка реки;  $h$  — падение уровня;  $\Delta v$  — разность скоростей современных вертикальных движений концов участка реки;  $i$  — уклон соответствующего участка реки;  $\Delta i$  — его изменение за время  $T$  между смежными нивелированиями;  $\delta_i$ ,  $\delta_v$ ,  $\delta_Q$ ,  $\delta_N$  — относительные изменения за этот же период основных характеристик реки — соответственно уклона, скорости течения потока, пропускной способности и мощности потока). Все значения существенно меньше критической величины  $\delta^0 = 0,05$ , что свидетельствует о незначительном влиянии современных вертикаль-

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
-2,17	-2,0	-1,0	-1,0	875	662	413	318	15,2	0,1	0,0	15,2
15,20	11,0	7,0	5,0	125	95	59	46	91,2	0,0	0,0	91,2
1,91	1,0	1,0	1,0	1000	756	472	364	7,6	0,0	0,0	7,6

( $T = 31$  год)

1,78	-1,0	-1,0	-1,0	875	662	413	318	12,4	0,0	0,0	12,4
-1,54	-1,0	1,0	-1,0	1000	756	472	364	9,1	0,1	0,0	9,1
-5,43	-4,0	-3,0	-2,0	286	216	135	104	21,7	0,4	0,0	21,7
-1,56	-1,0	-1,0	-1,0	1000	756	472	364	3,1	0,1	0,0	3,1

ных движений на указанные характеристики. Своих критических значений  $\delta^0 = \frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta N}{N} = 0,05$  они достигают через время  $T_i^0$ ,  $T_V^0$ ,  $T_Q^0$  и  $T_N^0$  соответственно. Для упрощения вычислений средняя скорость течения потока для всех исследуемых рек принята  $V = 1$  м/с.

Изменения основных характеристик рек вызывают, в свою очередь, изменения движений и направления основных и вторичных течений, образующих продольные и поперечные уклоны водных поверхностей рек [Проблемы изучения..., 1977]. Современные вертикальные движения земной поверхности, изменяя эти уклоны, могут изменять в естественных водотоках давления, вызванные ускорением свободного падения, поворотом русла и вращением Земли вокруг своей оси (течение Бэра). В общем виде эти давления определяются по формулам

$$P_0 = \gamma \frac{V^2}{2g} L; \quad (87)$$

$$P_1 = \gamma B \frac{V^2}{rg}; \quad (88)$$

$$P_2 = \gamma B H V, \quad (89)$$

где  $P_0$  — продольное давление водотока;  $\gamma$  — объемная масса воды;  $g$  — ускорение свободного падения;  $P_1$  — поперечное давление водотока, вызванное поворотом русла;  $B$  — ширина реки;  $r$  — радиус поворота русла;  $P_2$  — поперечное давление водотока, вызванное вращением Земли;  $H = \frac{\omega}{g} \sin \varphi \cos \alpha$ ;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $\varphi$  — географическая широта места;  $\alpha$  — азимут направления течения потока. После подстановки (81) в (87)–(89) и некоторых преобразований изменения вышеуказанных давлений можно записать в виде

$$\Delta P_0 = \gamma (v_2 - v_1) T_i; \quad (90)$$

$$\Delta P_1 = \gamma \Delta h_1 \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h}; \quad (91)$$

$$\Delta P_2 = \frac{1}{2} \gamma \Delta h_2 \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h}, \quad (92)$$

где  $h = \frac{V^2}{2g} \cdot L$ ;  $\Delta h_1 = \frac{V^2 B}{rg}$  и  $\Delta h_2 = B H V$  — разности отметок уровней воды у противоположных берегов, вызванные поворотом русла и вращением Земли вокруг оси.



Значения максимального изменения давления  $\Delta P_{\max}$  и направления водотока определяются по формулам

$$\Delta P_{\max} = \gamma \frac{(v_2 - v_1) T_i}{h} \sqrt{h^2 + \left( \Delta h_1 \pm \frac{1}{2} \Delta h_2 \right)^2}; \quad (93)$$

$$\beta = \arcsin \sqrt{1 + \frac{\left( \Delta h_1 \pm \frac{1}{2} \Delta h_2 \right)^2}{h^2}}, \quad (94)$$

где  $\beta$  — угол между геометрической осью реки и направлением течения водных масс в данной точке. Как показали исследования, выполненные на реках европейской части СССР [Проблемы изучения..., 1977], при  $v_2 - v_1 = \pm 5$  мм/год,  $h = 10$  см и  $\Delta h_1 \pm \Delta h_2 = 5$  см через  $T_i = 50$  лет  $P_{\max} = \pm 279,5$  кг/м<sup>2</sup>, а направление потока в естественных водотоках может изменяться от 0 до 70°. Естественно, что с такими изменениями нельзя не считаться при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений на больших реках. Изменяя работу водных масс, тектонические движения обуславливают изменения в плановом и высотном положениях речных русел. При этом плановое смещение исследуемых рек на участках с различными скоростями современных вертикальных движений противоположных берегов значительнее, чем на участках с одинаковыми скоростями, приблизительно на 47 % и может достигать 120—180 км [Там же, 1977].

Изменения давлений  $P_0$ ,  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_{\max}$  (см. табл. 9), происшедшие в водотоках за время между смежными нивелировками, невелики и очень редко превышают первые сотни килограммов на квадратный метр. Это обусловлено в первую очередь малыми значениями относительных изменений уклона реки и его функций  $\delta_i$ ,  $\delta_V$ ,  $\delta_Q$ ,  $\delta_N$  и географическим положением рек Сибири. Как правило, большие значения изменений  $\Delta P_0$  приурочены к участкам с большими разностями скоростей современных вертикальных движений  $\Delta v = v_2 - v_1$  и большими значениями изменений уклонов рек. Анализ данных табл. 9 и формул (84)—(86) позволяет сделать следующий немаловажный вывод: чем больше продольный уклон реки  $i$ , тем меньше его относительное изменение  $\delta_i$  вследствие действующих современных вертикальных движений земной поверхности, а также относительных изменений  $\delta_V$ ,  $\delta_Q$  и  $\delta_N$ . Это хорошо прослеживается для различных участков одной и той же реки.

Все расчеты, результаты которых помещены в табл. 9, выполнялись при условии равенства скоростей современных вертикальных движений противоположных берегов рек. Такое условие принято из-за недостатка данных о современных движениях противоположных берегов рек.

Что же касается зависимости плановых положений русел рассмотренных сибирских рек от вертикальных движений, то была установлена корреляционная зависимость для Оби (изгиб Барнаул — Камень — Новосибирск,  $r = 0,88$ ) и Иртыша (Омск — Евгачино — Тевриз,  $r = 0,70$ ). Очевидно, изгиб Оби обусловлен вертикальными подвижками Салаирского кряжа, а смещение русла Иртыша вызвано, возможно, воздыманием Тобольского массива и подвижками в зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта.

Более точный учет влияния современных вертикальных движений на изменение основных характеристик рек возможен только при условии комплексных исследований на специальных полигонах, включающих как повторные высокоточные нивелировки, позволяющие выявить современные деформации земной поверхности (скорости вертикальных движений, изменение наклона и кривизны), так и геолого-геоморфологические методы изучения строения берегов. Такой комплекс работ позволяет с большой достоверностью прогнозировать деформации речных русел и создать теорию условий процессов с учетом движений земной поверхности, решать ряд важных задач — гидротехнических, мелиоративных, экологических.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение материалов повторных геодезических измерений показало, что в Сибири в основном проведены повторные нивелировки, позволяющие выявить вертикальные движения земной поверхности. К сожалению, повторных угловых и линейных измерений, характеризующих горизонтальные движения крупных блоков земной коры, на территории Сибири до сих пор нет; такие наблюдения имеются лишь на небольших по размерам геодинамических полигонах (Южной Якутии, Камчатском, Южно-Сахалинском). Поэтому в данной работе анализировались лишь материалы о вертикальных движениях земной поверхности.

В результате комплексного анализа выявлена сложная и полигенетическая природа современных вертикальных движений Сибири, обусловленная наличием определенной этажности в проявлении тектонических процессов. Отмечена повсеместная сопряженность в пространстве зон поднятий и опусканий любых масштабов, соответствующих, как правило, поднятиям и прогибам. Исследуемый материал подтверждает представления геологов об интенсивных тектонических движениях на платформах, в некоторых случаях соизмеримых с движениями в орогенных областях. Области горообразования, оконтуривающие молодую плиту и древнюю платформу, отличаются от последних не столько скоростью движений, сколько их дифференцированностью, проявляющейся в меньшей длине волны поднятий и опусканий.

Хорошая связь современных движений земной поверхности с геолого-геофизическими данными, характеризуя общность факторов, определяющих глубинные и приповерхностные геологические процессы, свидетельствует о том, что современные движения земной поверхности отражают не только современные тектонофизические процессы, но опосредованно и особенности геологического развития регионов, определяя тем самым значительный вклад в историю геологического развития процессов унаследованности. Так, современные вертикальные движения являются индикатором «жизни» глубинных разломов; наблюдается пространственное соответствие зон разуплотнения, гранитизации и участков современных поднятий; отмечается хорошая корреляция скоростей современных вертикальных движений с рельефом поверхности кристаллического фундамента и структурами осадочного чехла, с рельефом земной поверхности и глубинами залегания поверхности Мохоровичича. Все это доказывает наличие причинно-следственной связи между ними.

Можно констатировать, что применяемые методы выявления и интерпретации современных движений земной поверхности разрабатываются в перспективном направлении, так как они базируются на соответствующих теоретических разработках о деформациях земной поверхности. Дальнейшая разработка проблемы современных движений земной коры должна вступить в новую стадию: если 60—80-е годы характеризовались накоплением данных о современных движениях земной поверхности Сибири, изучением пространственных региональных закономерностей их

проявлении, то в последующие годы на основе накопленных данных должна быть создана общая теория, объясняющая физическую природу тектонических движений литосферных плит, землетрясений, приливов в земной коре и водных масс, вариаций оси вращения Земли.

В совокупности с астрономическими и прецизионными гравиметрическими наблюдениями геодезические данные о перемещениях земной поверхности позволят создать новые и усовершенствовать уже существующие модели земной коры, получить информацию об изостазии и распределении напряженности в земной коре, построить новые гипотезы о распределении энергии внутри Земли. В этом аспекте желательно организовать не только синхронные наблюдения за вертикальными и горизонтальными смещениями земной поверхности, но и определения астрономических азимутов, астрономо-геодезических и гравиметрических уклонов отвесов и их вариаций с целью выявления разворотов и наклонов крупных блоков земной коры в районах сочленения Западно-Сибирской плиты с Сибирской платформой, Сибирской платформы с Байкальской рифтовой зоной.

Однако наряду с решением научных задач глобального масштаба необходимо разрабатывать пути более широкого использования данных о современных движениях земной поверхности и в практических целях. Для этого необходимо увеличить объем повторных геодезических измерений в Сибири (в особенности линейных и угловых), позволяющих в дальнейшем выполнить обобщение геодезического материала в более крупном масштабе. В дальнейшем должны быть составлены среднемасштабные карты различных кинематических характеристик земной поверхности — с привлечением аэрофотосъемки, космоснимков и данных соответствующих геофизических съемок. При этом эффективность исследований должна повышаться путем как применения новейшей аппаратуры, так и усовершенствования вычислительной обработки, методов интерпретации на ЭВМ.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А. с. 221 995. Способ прогнозирования зон нефтегазоаккумуляции/Донабедов А. Т., Сидоров В. А. // Бюл. изобретений и открытий. — 1968. — № 22.
- Ассур В. Л., Кутузов М. Н., Муравин М. М. Высшая геодезия: Учеб. для геодезистов спец. топогр. техникумов. — М.: Недра, 1971. — 384 с.
- Афанасьев А. И., Гречищев Е. К. К оценке современных тектонических движений на Байкале по данным наблюдений над его уровнем // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. — 1959. — Вып. 2. — С. 32—37.
- Байкальский геодинамический полигон: Методика исследований и первые результаты изучения современных движений земной коры // Фотиади Э. Э., Каратаев Г. П., Колмогоров В. Г. и др. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970. — 175 с.
- Батурина П. М., Киуренко Л. М., Лаврентьев А. И. Материалы к познанию современных вертикальных движений земной коры на юго-востоке Западной Сибири // Геология и геофизика. — 1974. — № 12. — С. 112—117.
- Беляевский П. А. Земная кора в пределах территории СССР. — М.: Недра, 1974. — 280 с.
- Бланк Л. М., Наумов Я. В., Хохрякова Е. О., Чехут В. В. Некоторые результаты повторных геодезических измерений в районе Музейского землетрясения // Современные движения земной коры. — М.: Радио и связь, 1982. — С. 74—78.
- Бочаров Г. В., Гусев Г. С., Есикова Л. В., Сиктор В. В. Карта современных вертикальных движений территории Якутской АССР // Геотектоника. — 1982. — № 3. — С. 60—63.
- Бочаров Г. В., Гусев Г. С., Имаев В. С., Козьмин Е. М. Современная тектоническая активность территории Якутской АССР // Современная тектоническая активность территории СССР. — М.: Наука, 1984. — С. 35—49.
- Бочаров Г. В., Есикова Л. В. Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР // Бюл. ИГиГ. Вопросы региональной и нефтяной геологии Якутии. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. — С. 10—13.

- Брайт П. И. Геодезические методы измерений деформаций оснований и сооружений. — М.: Недра, 1965. — 195 с.
- Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглик Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. — 1972. — № 10. — С. 134—139.
- Варламов И. П., Гогин Ю. А., Найденова Н. Е. Структурно-геоморфологический анализ и его роль в изучении тектонического строения Западно-Сибирской равнины // Труды Зап.-Сиб. ЦНГНИ. — Тюмень, 1970. — Вып. 37. — С. 40—45.
- Варламов И. П., Якименко Э. Л. Результаты изучения корреляционных связей современного рельефа и рельефа некоторых структурных горизонтов Западно-Сибирской равнины // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. — М.: Наука, 1975. — С. 14—18.
- Василенко Н. Ф., Медведев В. Г. О наблюдениях за горизонтальными движениями земной коры на Сахалинском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. — С. 40—42.
- Верещагин Г. Ю. Современные движения земной коры в Прибайкалье в связи с вопросом о методе их наблюдений на крупных озерах // Тр. Советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода. — Л.; М.: ГОНТИ, 1939. — Вып. IV. — С. 8—12.
- Вишняцкий Г. Б. К методике интерпретации горизонтальных геодезических измерений // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. — М.: Наука, 1978. — С. 222—229.
- Временной каталог высот сибирских нивелировок, произведенных Военно-топографическим управлением с 1901 по 1928 г. — М., 1931. — 253 с.
- Геологическая карта Забайкалья. Масштаб 1 : 500 000/Гл. ред. Падалка Г. Л. — М., 1958.
- Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. — Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1974. — 205 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника/Шерман С. И., Леви К. Г., Ружич В. В. и др. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. — 208 с.
- Герасименко М. Д. Проектирование и обработка измерений с применением собственных значеий матриц. — Владивосток: Дальневосточный ун-т, 1983. — 224 с.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях // Современные движения земной коры. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 37—63.
- Голендухин М. А. Анализ стабильности реперов нивелирования 2-го класса на заводе «Сибэлектротяжмаш» // Тр. НИИГАиК. — Новосибирск, 1972. — Т. 27. — С. 65—69.
- Гольдфайн М. А. Векторный анализ и теория поля. — М.: Недра, 1968. — 128 с.
- Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. — М.: Наука, 1972. — 115 с.
- Гречищев Е. К. К оценке современных тектонических движений берегов Байкала // Материалы секции по изучению берегов морей и водохранилищ: Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. — 1957. — Т. 2. — С. 20—30.
- Гречищев Е. К. Методы оценки современных тектонических движений на Байкале // Бюл. Совета по сейсмологии. — М., 1960. — № 10. — С. 59—64.
- Данилов В. В. Методы обработки повторных геодезических измерений, проводимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры // Тр. Геофизического ин-та АН СССР. — 1949. — Т. 132, № 5. — С. 27—32.
- Демьянович М. Г., Курушин Р. А., Авдеев В. А. Сейсмогеологические особенности Северо-Муийского участка трассы БАМ // Геологические и сейсмические условия района БАМ. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. — С. 115—126.
- Дженнингс Г., Ватте Д. Спектральный анализ и его приложения. — М.: Мир, 1972. — 287 с.
- Еремеев В. Ф. Теория ортометрических, динамических и нормальных высот. — М.: ЦНИИГАиК, 1951. — 115 с.
- Еремеев В. Ф., Звонов В. П. О системе высот нивелирной сети СССР. — М.: ЦНИИГАиК, 1953. — 175 с.
- Есиков И. П. Об изучении инвариантов современных движений земной поверхности // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. — С. 101—103.
- Есиков И. П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. — 180 с.
- Есиков И. П. Методы кинематического анализа современных движений земной поверхности // Геофизические методы в региональной геологии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. — С. 136—140.
- Есиков И. П., Кесельман С. И. Инварианты современных движений земной коры // Геология и геофизика. — 1975. — № 4. — С. 13—16.
- Есиков И. П., Колмогоров В. Г., Кесельман С. И. Современные деформации верхней части земной коры в районе Усть-Селенгинской депрессии // Геология и геофизика. — 1977. — № 9. — С. 133—139.
- Замараев И. И. Анализ измерений горизонтальных углов на Южно-Якутском геодинамическом полигоне // Геодезия и картография. — 1983. — № 9. — С. 8—11.

- Западно-Сибирская равнина // Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А. — М.: Наука, 1970. — 210 с.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — М.: Наука, 1971. — 201 с.
- Изотов А. А. О геодезических методах изучения движений земной коры // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. — 1963. — Вып. 1. — С. 5—40.
- Изотов А. А. Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры // Проблемы движений земной коры. — М.: Наука, 1969. — С. 25—30.
- Инструкция о построении государственной геодезической сети СССР. — М.: Наука, 1966. — 341 с.
- Инструкция по вычислению нивелировок. — М.: Недра, 1971. — 120 с.
- Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов. — М.: Недра, 1974. — 155 с.
- Нордан В., Эггерт О., Кнейсель М. Руководство по высшей геодезии. — М.: Гостехиздат, 1963. — 173 с.
- Калашникова И. В., Калачников А. А., Магницкий В. А. Некоторые закономерности современных движений земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1972. — № 4. — С. 80—83.
- Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири/Под ред. Флоренцова Н. А., Варламова П. П. — Новосибирск: Министерство геологии СССР, СНИИГГиМС, 1981.
- Карташов М. П. Обработка геодезических сетей на геодинамических техногенных полигонах // Геодезия и картография. — 1980. — № 12. — С. 44—46.
- Карташов М. П., Еииков Н. П. Изучение деформаций земной поверхности на Кузбасском геодинамическом полигоне // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М.: Наука, 1983. — С. 102—105.
- Кашин Л. А. О программе высокоточного нивелирования и его научно-техническом значении // Геодезия и картография. — 1968. — № 10. — С. 11—17.
- Келль Н. Г., Белолыков А. И. Определение смещения точек на оползнях дифференцированным методом. — М.: Углетехиздат, 1955. — 43 с.
- Киуренко Л. М. Карта современных движений земной коры Кузбасса // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 30—33.
- Козлова А. Е. Особенности современных тектонических движений юга Западной Сибири и их соотношение с морфоструктурами // Современные движения земной коры: Тез. докл. VIII Всесоюзного совещания по изучению современных движений земной коры. — Кинешев: Штиинца, 1982. — С. 61—62.
- Козлова А. Е. Соотношение современных тектонических движений юга Западной Сибири с морфоструктурной дифференциацией // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. — М.: Наука, 1987. — С. 99—102.
- Колмогоров В. Г. Современные движения земной поверхности в Байкальской рифтовой зоне: Дис. ... канд. геол.-мин. наук/ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1971. — 120 с.
- Колмогоров В. Г. Систематические геодезические наблюдения за современными движениями земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 13—20.
- Колмогоров В. Г. К вопросу о составлении карт горизонтальных градиентов современных вертикальных движений и деформаций изгиба земной поверхности: Тез. докл. IX Междувед. совещания по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. — Петропавловск-Камчатский, 1981. — 88 с.
- Колмогоров В. Г. Методика и результаты изучения кинематических характеристик земной поверхности по данным повторного нивелирования // Современная геодинамика литосферы Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — С. 129—148.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геоструктурных элементов по профилю Красноярск — Иркутск // Геология и геофизика. — 1968. — № 11. — С. 43—48.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Характер проявления современных вертикальных движений земной поверхности на Селенгинском профиле // Методические вопросы исследования современных движений земной коры. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. — С. 30—43.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Результаты изучения современных движений земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977. — С. 145—158.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Карта современных вертикальных движений земной коры южной части Сибири // Современные движения земной коры: Теория, методы, прогноз. — М.: Наука, 1980. — С. 56—62.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П. Метод количественной оценки современной активности зон разломов // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. — С. 69—82.

- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Ананченко Н. М. и др. Вопросы методики составления и интерпретации карты скоростей современных вертикальных движений южной части Западной Сибири // Современная геодинамика литосферы Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — С. 149—163.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Лапин П. С. Характеристика современных движений земной поверхности в районах строительства Байкальского и Северо-Муйского тоннелей трассы БАМ // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. — М.: Наука, 1983. — С. 86—90.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Лапин П. С. Некоторые вопросы анализа данных о современных движениях земной коры Сибири // Комплексные геодинамические полигоны (методика и результаты исследований). — М.: Наука, 1984. — С. 119—123.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Мурзина Г. А. Геологическая интерпретация данных повторного нивелирования в районе Байкальского рифта // Геология и геофизика. — 1974. — № 3. — С. 22—29.
- Колмогорова П. П. Совместный анализ геодезических и геофизических данных при изучении современной тектонической активности Байкальской рифтовой зоны // Современные движения земной коры. — Новосибирск, 1976. — С. 78—87.
- Колмогорова П. П. Изучение современных вертикальных движений земной коры Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. — 20 с.
- Колмогорова П. П. Закономерности распределения современных вертикальных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 21—29.
- Колмогорова П. П., Каратаев Г. И. Прогнозирование скоростей современных вертикальных движений земной коры с помощью корреляционной модели по геолого-геофизическим данным // Методические вопросы исследований современных движений земной коры. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. — С. 182—203.
- Колмогорова П. П., Колмогоров В. Г. Современные движения земной коры южной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областей // Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. — Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1973. — С. 40—45.
- Колмогорова П. П., Колмогоров В. Г. Современные движения земной коры в южной части Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных областях // Тектоника Сибири. — М.: Наука, 1976. — С. 229—233.
- Копальцев И. М. Высокоточные угловые измерения при изучении движений земной коры. — М.: Недра, 1978. — 144 с.
- Кочетков В. М. Сейсмическая ситуация Северомуйского района // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ. — М.: Наука, 1980. — С. 121—128.
- Красовский Ф. Н. О современной постановке высокоточного и точного нивелирования // Избр. соч. — М.: Геодезиздат, 1956. — Т. 2. — С. 101—117.
- Курочкин П. Е. Методика математической обработки повторных геодезических измерений при изучении горизонтальной составляющей современных движений земной коры: Тез. докл. VIII Междувед. совещания по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах (13—17 октября 1980 г.). — Ленинскан, 1980. — С. 64—65.
- Кучай В. К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1983. — 105 с.
- Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. Деформации приповерхностных частей земной коры по данным геодезических измерений (на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню) // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1979. — № 8. — С. 36—44.
- Ладохин Н. П. Новые данные повторной нивелировки засечек Черского на берегах Байкала // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. — 1959. — Вып. 2. — С. 5—12.
- Ломakin В. В. Неотектоника Байкальской впадины. — М.: Наука, 1968. — 245 с.
- Лысак С. В. Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири // Проблемы разломной тектоники. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 84—89.
- Магницкий В. А. Физическая природа некоторых типов вертикальных движений земной коры // Современные движения земной коры. — Тарту: АН ЭССР, 1965. — № 2. — С. 47—52.
- Мастюлин Л. А. Структура верхней части земной коры Забайкалья в свете геолого-геофизических данных: Дис. ... канд. геол.-мин. наук/ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1974. — 252 с.
- Материалы Всесоюзной научно-технической конференции «Состояние и перспективы развития геодезии и картографии». — М., 1986. — 210 с.
- Матцкова В. А. О природе современных движений и качественной характеристике кривой скоростей движений // Современные движения земной коры. — Тарту: АН ЭССР, 1965. — № 2. — С. 233—239.
- Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. — 200 с.

- Методические вопросы исследования современных движений земной коры: Сб. науч. трудов / Отв. ред. Фотиади Э. Э. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. — 276 с.
- Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири // Отв. ред. Сурков В. С., Чиков Б. М. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. — С. 69—82.
- Метранольский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 576 с.
- Мещерский П. П. Высоточное нивелирование // Геодезия и картография. — 1982. — № 2. — С. 57—59.
- Мещерский П. П. Вопросы создания сетей точного нивелирования // Геодезия и картография. — 1985. — № 10. — С. 51—54.
- Мещериков Ю. А. Вековые движения земной коры // Современные движения земной коры. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — № 1. — С. 3—20.
- Мещериков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика: Избр. тр. — М.: Наука, 1981. — 278 с.
- Мисник Ю. Ф., Огородников В. Д. О деталях внутреннего строения Монголо-Охотского глубинного разлома (на примере Шилкинского звена) // Изв. Забайкальского филиала Георг. о-ва СССР. — 1969. — Т. 5, вып. 6. — С. 23—44.
- Михелев Д. Ш., Рунов Н. В., Голубцов А. П. Геодезические измерения при изучении деформаций крупных инженерных сооружений. — М.: Недра, 1977. — 152 с.
- Молоденский М. С. Новые методы изучения фигуры Земли // Геодезия и картография. — М.: Недра, 1957. — № 11. — С. 5—10.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 464 с.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Грылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 108 с.
- Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае // Тр. Советской секции Междунар. ассоциации по изучению четвертичного периода. — Л.; М.: ГОНТИ, 1939. — Вып. IV. — С. 15—17.
- Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Флоренсова Н. А., Варламова П. П. — М.: Недра, 1981. — 239 с.
- О нивелирной сети СССР (к 100-летию создания высокоточной нивелирной сети). — М.: Недра, 1979. — 139 с.
- Орлов А. Я. Избранные труды. — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — Т. 3. — 130 с.
- Осецкий А. П., Курочкин П. Е., Бондарук А. Г., Самарский Р. Я. Некоторые результаты изучения современных движений земной коры на Енакиевском геодинамическом полигоне за период 1977—1979 гг. // Тез. докл. VIII Междувед. совещания по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. — Ленинск, 1980. — С. 34—35.
- Осецкий А. П., Курочкин П. Е., Бондарук А. Г., Самарский Р. Я. Результаты изучения современных движений земной коры на Енакиевском геодинамическом полигоне за период 1977—1979 гг. // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах: Тез. докл. IX Междувед. совещания по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. — Петропавловск-Камчатский, 1981. — С. 24—25.
- Павлив П. В. К методике определения систематических погрешностей нивелирования I и II классов // Геодезия и картография. — 1979. — № 5. — С. 19—20.
- Панади А. Д. Барабинская низменность. — М., 1953. — 236 с.
- Панкрушин В. К. Оптимальные статистические решения при наблюдениях и моделировании современных движений земной коры // Тр. НИИГАиК. — 1969. — Т. 23. — С. 31—42.
- Панкрушин В. К. Моделирование и исследование точности систем геодезических наблюдений современных движений земной коры: Автореф. дис. ... д-ра техн. наук. — М., 1972. — 34 с.
- Панкрушин В. К., Васильев Е. А. Теория и методика оценки параметров современных движений земной коры по результатам многомерных временных рядов геодезических наблюдений // Современные движения земной коры: Тез. докл. VIII Всесоюз. совещания по изучению современных движений земной коры. — Кипинев: Штинца, 1982. — С. 97—100.
- Панкрушин В. К., Васильев Е. А. Оперативная обработка и интерпретация многомерных временных рядов геодезических наблюдений современных движений земной коры // Вулканология и сейсмичность. — 1985. — № 6. — С. 80—90.
- Панкрушин В. К., Есиков Н. П. К вопросу изучения современных движений земной коры в районе Байкала // Тр. НИИГАиК. — 1971. — Т. 24. — С. 13—19.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности // Геотектоника. — 1965. — № 1. — С. 30—37.
- Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — Вып. 7. — 142 с.
- Проблемы изучения современных движений земной коры // Павлив П. В., Радьо Т. В., Собакарь Г. Т., Сомов В. И. — Киев: Наук. думка, 1977. — 168 с.
- Программа развития сети государственного нивелирования I и II классов в СССР в предстоящие 10—15 лет. — М., 1968. — 26 с.
- Процессы формирования рельефа Сибири // Флоренсов Н. А., Ивановский Л. Н., Уфимцев Г. Ф. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 186 с.

- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР/Хренов П. М., Шерман С. И., Александров В. К.** — М.: Наука, 1972. — 140 с.
- Рекомендации по геодезическим работам на геодинамических полигонах.** — М.: ОНТИ ЦНИИГАиК, 1975. — С. 1—8.
- Рикитаке Т.** Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979. — 389 с.
- Рихтер В. Г.** Об оценке метода повторного нивелирования при изучении современных тектонических движений // Бюл. МОН. Отдел геол. — 1957. — Т. 32, № 2. — С. 105—120.
- Руководящий технический материал по составлению карты современных вертикальных движений земной коры на территории СССР по геодезическим данным.** — М.: ОНТИ ЦНИИГАиК, 1978. — 20 с.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы/Отв. ред. Солоненко В. П.** — Новосибирск: Наука, 1977. — 303 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР: Методические основы и региональное описание карты.** 1978 г. — М.: Наука, 1980. — 307 с.
- Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири/Отв. ред. Горюков Г. П.** — М.: Наука, 1977. — 230 с.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.** — М.: Наука, 1968. — 220 с.
- Серебрянников М. Г., Первозванский А. А.** Выявление скрытых периодичностей. — М.: Наука, 1965. — 244 с.
- Сигалов В. М.** Обоснование критериев качества измерений // Геодезия и картография. — М.: Недра, 1980. — № 12. — С. 13—18.
- Смирнов Н. В., Белугин Д. А.** Теория вероятностей и математическая статистика в приложении к геодезии. — М.: Недра, 1969. — 381 с.
- Солоненко В. П.** Землетрясения Восточной Сибири // Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол. — 1950. — Т. 3, вып. 3. — 76 с.
- Соотношение поверхностных и глубинных структур Алтае-Саянской складчатой области и западного обрамления Сибирской платформы/Сурков В. С., Щеглов А. П., Коробейников В. П. и др.** — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. — 198 с.
- Справочник геодезиста/Под ред. Большакова В. Д. и Левчука Г. П.** — М.: Недра, 1975. — 1055 с.
- Справочник по инженерной геодезии.** — Киев: Вища шк., 1978. — 376 с.
- Суворов А. П.** Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — М.: Наука, 1968. — 316 с.
- Сурков В. С., Жеро О. Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981. — 142 с.
- Тамутис З. П.** Оптимальные методы проектирования геодезических сетей. — М.: Недра, 1979. — 133 с.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.** — М.: Недра, 1973. — 143 с.
- Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты/Отв. ред. Сурков В. С.** — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977.
- Тектонические разломы Забайкалья // Булгаков А. Н., Булнаев К. Б., Очиров Ц. О. и др.** — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 118 с.
- Трофимов В. Т.** Основные закономерности строения рельефа Западно-Сибирской плиты // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — Вып. 7. — С. 13—36.
- Труды Центрального научно-исследовательского института геодезии, аэрофотосъемки и картографии.** Современные вертикальные движения земной коры. — М.: Геодезиздат, 1958. — Вып. 123. — 297 с.
- Туезов И. К., Золотарская С. Б.** Особенности современных движений земной коры на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным повторного нивелирования // Тихоокеанская геология. — 1987. — № 3. — С. 23—32.
- Фялков Д. Н.** Применение геодезических методов при изучении движений земной коры в Западной Сибири // Тр. СНИИГГиМС, Мпн. геологии и охраны недр СССР. — Л., 1961. — Вып. 7. — С. 94—100.
- Фялков Д. Н.** Достоверность вертикальных движений земной коры Западной Сибири // Современные движения земной коры. — Тарту: АН ЭССР, 1965. — № 2. — С. 309—314.
- Фялков Д. Н.** Горизонтальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности // Проблемы астрономии и геодезии. — М.: Наука, 1970. — С. 126—129.
- Фишью Е. А.** Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Семшадатинск — Алма-Ата // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — С. 12—15.
- Фишью Е. А.** Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений // М.: Наука, 1973. — 205 с.
- Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Бочаров Г. В. и др.** Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений // Геология и геофизика. — 1982. — № 3. — С. 3—14.
- Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Колмогоров В. Г. и др.** Современные деформации приповерхностной части земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных



- территорий // Современные движения земной коры: Теория, методы, прогноз.— М.: Наука, 1980.— С. 119—124.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. П., Колмогоров В. Г., Сардарян А. А. Математическое описание основных параметров современных движений земной коры // Геология и геофизика.— 1969.— № 10.— С. 3—12.
- Фотиади Э. Э., Лазаренко В. А., Ананченко П. М. и др. Составление карты скоростей современных вертикальных движений земной коры Западно-Сибирской плиты // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность.— М.: Наука, 1987.— С. 72—76.
- Хаимов З. С. Закон арксинуса в геодезии // Геодезия и картография.— М.: Недра, 1982.— № 7.— С. 15—20.
- Хоманько А. А. Уравнивание геодезических сетей на геодинамических полигонах // Геодезия и картография.— М.: Недра, 1980.— № 1.— С. 15—20.
- Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири) // Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение.— М.: Наука, 1971.— С. 5—38.
- Хренов П. М., Шерман С. П., Александров В. К. и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.— С. 53—59.
- Шерман С. П. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, 1977.— 205 с.
- Шерман С. П., Леви К. Г., Борняков С. А. Блоковая тектоника Муянкан-Ангараканского междуречья и некоторые вопросы сейсмичности // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ.— М.: Наука, 1980.— С. 43—56.
- Щербакова Б. Е., Волохнин В. С., Крунская Г. В. и др. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станции «Земля» // Сов. геология.— М.: Недра, 1969.— № 6.— С. 154—161.
- Burford R. O., Eaton J. P., Pakiser L. C. Crustal strain and microseismicity investigations at the National center for earthquake research of the United States Geological Survey // Проблемы современных движений земной коры.— М.: Наука, 1969.— С. 370—377.
- Frank F. C. Deduction of earth strains from survey data // Bull. Seismol. Soc. Amer.— 1966.— Vol. 56, N 1.— P. 34—41.
- Kolmogorov V. G., Kolmogorova P. P. Some results from studying recent crustal movements in the Baikal rift zone // Tectonophysics.— 1978.— Vol. 45, N 1.— P. 104—105.
- Meier S. Deformationsraten // Geod. und Geophys. Veroff.— 1976.— R. 3, N 37.— S. 53—55.
- Steinberg J. Anwendung modern Verfahren bei der Auswertung von Präzisionsnivellement // Vermessungstechnik.— 1978.— N 7.— S. 228—230.
- Terada T., Miyabe N. Deformation of the earth crust in Kwansai districts and its relation to the orographic feature // Bull. Earthquake Res. Just., Univ.— Tokyo, 1929.— Vol. 7.— 223 p.
- Thurm H. Ableitung vom Gradienten und Biegungsdeformationen der rezenten vertikalen Erdkrustbewegungen // Vermessungstechnik.— 1978.— N 6.— S. 208—209.
- Tsuboi C. Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means // Japan J. Astron. Geophys.— 1933.— Vol. 10, N 93.— P. 93—248.
- Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi Y. Crustal movements before and after the Niigata earthquake // J. Geod. Soc. Japan.— 1964.— Vol. 32, N 10.— P. 3—4.
- Vogler C. A. Über Zeile und Hilfsmittel geometrischer Präzisionsnivellements.— München Literarisch-Artistische Aualt (Th. Riedel) Vormals der Cottaschen Buchhandlung, 1873.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Глава 1. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ</b> . . . . .	<b>14</b>
1.1. Теоретические основы изучения деформаций земной поверхности . . . . .	—
1.2. Методика изучения вертикальных движений земной поверхности . . . . .	26
1.3. Методика изучения горизонтальных движений земной поверхности . . . . .	33
<b>Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ РАЗРЕЗАМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРИ.</b> . . . . .	<b>37</b>
2.1. Комплексный анализ результатов повторного нивелирования Западной Сибири . . . . .	—
2.2. Комплексный анализ результатов повторного нивелирования Восточной Сибири и геолого-геофизических данных . . . . .	52
<b>Глава 3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ЛИНИЯМ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ</b> . . . . .	<b>60</b>
3.1. Корреляционные соотношения скоростей современных движений земной поверхности, аномалий силы тяжести и глубин залегания основных поверхностей раздела земной коры . . . . .	—
3.2. Отражение новейших и древних тектонических элементов Западно-Сибирской плиты в скоростях вертикальных движений . . . . .	77
<b>Глава 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАРТ СОВРЕМЕННОЙ КИНЕМАТИКИ ЮГА СИБИРИ</b> . . . . .	<b>84</b>
4.1. Методика составления и интерпретация карт характеристик современных движений земной поверхности юга Западной Сибири . . . . .	—
4.2. Характеристика и интерпретация карт скоростей и градиентов скоростей современных движений земной поверхности Прибайкалья и Забайкалья . . . . .	99
4.3. Описание карт кинематических характеристик земной поверхности Южной Сибири . . . . .	104
<b>Глава 5. ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ О СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ.</b> . . . . .	<b>114</b>
5.1. Трассирование зон разломов и выделение блоков земной коры по геодезическим данным . . . . .	—
5.2. Классификация разломов по типу современных движений земной поверхности . . . . .	136
5.3. Влияние современных вертикальных движений земной поверхности на изменение основных характеристик рек Сибири . . . . .	138
Заключение . . . . .	145
Список литературы . . . . .	146