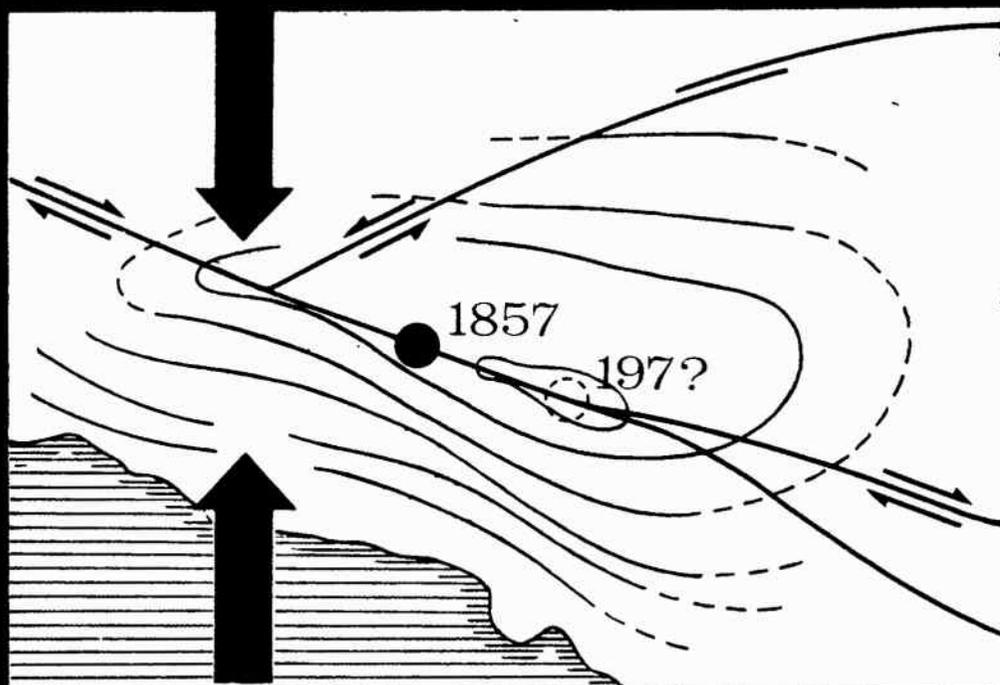


А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта



МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



МЕЖСОЮЗНАЯ КОМИССИЯ ПО ГЕОДИНАМИКЕ

A.A.Nikonov

# Recent crustal movements

---

GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL  
AND SEISMOTECTONIC ASPECTS



PUBLISHING HOUSE • NAUKA •

Moscow 1977

А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры

---

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •  
Москва 1977

**А.А. И к о н о в.** Голоценовые и современные движения земной коры (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М. "Наука", 1977 с. 240.

В монографии совместно и взаимосвязанно рассматриваются голоценовые и современные, медленные (вековые) и быстрые (сейсмические), вертикальные и горизонтальные движения. Даются количественные характеристики разных видов движений в пределах платформ, с одной стороны, и подвижных поясов, с другой. Кроме основного фактического материала по Фенноскандии, Средней Азии и Калифорнии, привлечены сравнительные данные по многим другим, сходным в тектоническом отношении регионам. Большое внимание уделено движениям палеоизотатической природы, сейсмотектоническим вопросам, нектоническим и вызванным человеческой деятельностью (техногенным) движениям. Характеризуются вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и активного вулканизма. Количественные оценки движений рассматриваются с точки зрения проблем современной геодинамики, а закономерности изменения хода движений во времени и в пространстве — с точки зрения тектоники и оценки сейсмической опасности.

Работа характеризует современное состояние формирующегося направления исследований и представляет первую сводку мировых данных по проблеме, которой теперь уделяется большое внимание, в частности в рамках Международного Геодинамического Проекта.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов — геологов, геоморфологов, геофизиков, геодезистов, может быть использована специалистами по смежным разделам географии, океанографии, гидрогеологии и астрономии.

Табл. 22. Илл. 83. Библ. 733 назв.

**Ответственный редактор**  
доктор геолого-минералогических наук  
профессор Г.П. ГОРШКОВ

нения глинистых пород приходится на начальные стадии диагенеза. Если исходить из уменьшения мощности глинистых пород на 1/10 (Гофштейн, 1970), то, например, километровая толща преимущественно глинистых отложений кулябского комплекса Афгано-Таджикской депрессии за 1–3 млн. лет должна дать погружение за счет уплотнения со скоростью 0,1–0,03 мм/год. Аналогичные величины скорости независимо получены при расчете уплотнения майкопских глин в Предкавказье (Гофштейн, 1970). Порядок величин, по-видимому, сохранится и для таких межгорных впадин, как Куринская, Индо-Гангская, Ломбардская, отдельные впадины Калифорнии и др.

Уплотнение глинистых отложений продолжается и на больших глубинах. Например, в интервале глубин 2–3 км объем пор уменьшается примерно на 10% от общего объема породы, сокращение первоначальной мощности отдельных глинистых пластов может составлять 1/3 (Горелов, 1973). Песчаные породы также уплотняются, но приблизительно вдвое медленнее по сравнению с глинистыми. Ориентировочный расчет применительно к толще существенно глинистых пород в Западной Сибири, где на глубине 2200–2300 м развиты отложения нижнего мела, даже при оценке величины сокращения первичной мощности слоев на 1/3 дает среднюю расчетную скорость погружения поверхности 0,005 мм/год за счет этого фактора. Уплотнению подвержены даже палеозойские породы, как это установлено, например, для пород Днепровско-Донецкой впадины (Карцев, 1962).

При максимальной мощности осадочной оболочки в 10 км (Хаин, 1973) и времени накопления (фанерозой) в 500 млн. лет уплотнение даже в 2 раза даст среднюю скорость опускания поверхности порядка 0,01 мм/год. Следовательно, движения литогенной природы, насколько можно судить по приведенным грубым подсчетам, в естественных условиях редко превышают скорость в сотые доли миллиметра в год и вряд ли могут рассматриваться как существенная составная часть современных движений даже в областях погружения. Вместе с тем их нельзя совсем сбрасывать со счетов при оценке и анализе современных движений, особенно для отдельных участков накопления дельтовых и органогенных отложений. Так, в дельте Миссисипи опускания за счет уплотнения отложений оцениваются в 1,16 мм/год (Segota, 1968; Каплин, 1973, с. 22). Тот факт, что в дельтовых областях некоторых рек изменения уровня моря различаются на 0,5–1,5 мм/год на соседних постах, может быть истолкован, как значительное влияние уплотнения осадков в начальной стадии.

**Флюидогеодинамические движения.** Значительно большего внимания заслуживают современные движения, связанные с гидрогеологическими (флюидогеодинамическими) процессами в осадочной оболочке, на которые до сих пор не обращали внимания. Речь идет, в первую очередь, не о грунтовых (первый от поверхности горизонт), а о подземных, особенно напорных инфильтрационных водах. Представления об осадочной оболочке не как о твердом теле, а как о сложном сочетании твердой фазы и флюидов (вода, газы, нефть) особенно важны при изучении тектонических движений осадочной оболочки (если не земной коры в целом), поскольку флюиды пронизывают (распредоточенно или в виде горизонтов) всю осадочную оболочку и являются ее наиболее подвижными компонентами.

В последние годы все яснее становится связь динамики гидрогеологических систем (и вообще флюидов) не только с тектоническим строением, но и с тектоническим, в том числе неотектоническим, развитием структур разного порядка. Однако до сих пор исследователи, за отдельными исключениями (Леонтьев, 1963; Валуконис, Ходьков, 1973), не обращают внимания на важный для познания современных движений обратный аспект проблемы — влияние динамики и величины напора подземных вод (флюидов) на современные движения осадочной оболочки.

Вода в жидкой фазе встречена скважинами до глубин 7 км, по современным данным она распространена до 10–15 км (Карцев, 1962) и даже до 20–30 км (Киссин, 1971), т.е. на всю мощность осадочной оболочки и в консолидированной земной коре. Напор вод в артезианских скважинах меняется в зависимости от атмосферного давления, количества годовых осадков, изменения уровня грунтовых вод и т.д. (Богомолов, Силин-Бекчурин, 1966). Иными словами, существует дина-

мическое взаимодействие между колебанием давления на поверхности и, конечно, самой поверхности и пластового давления подземных вод и флюидов, во всяком случае внутри осадочной оболочки. Согласно теории упругого режима подземных вод давление горных пород (геостатическое) на кровлю водоносного горизонта  $P_{гор}$  складывается из давления на скелет породы  $P_{ск}$  и пластового порового (гидростатического)  $P_{пласт}$ , т.е.  $P_{гор} = P_{ск} + P_{пласт}$  (Богомолов, Силин-Бекчурин, 1966; Мироненко, Шестаков, 1974). При уменьшении пластового давления увеличивается давление на скелет, происходит уменьшение объема пор, сжатие, опускание осадочной оболочки и поверхности над водоносным горизонтом; при повышении пластового давления происходит обратный процесс.

Такого рода явления особенно активно могут происходить на участках аномально высокого пластового давления или гидродинамических аномалий, т.е. на участках резкого несоответствия напорного уровня водоносного горизонта региональной гидродинамической обстановке водонапорной системы, где  $P_{пласт} : P_{гор} = 0,6 \div 0,9$  (или 1) (Киссин, 1967, 1970). Такие участки приурочены главным образом к молодым прогибам, заполненным глинистыми толщами, и к районам с интенсивными неотектоническими движениями, например Предкавказскому прогибу, прогибу долины р. По в Ломбардии, Предгималайскому прогибу, Береговым хребтам и Большой долине Калифорнии, и занимают до 10% площади на глубинах до 3,5–4 км (Аникиев, 1964).

Теоретически гидрогеологические циклы должны отражать, как отражают и циклы атмосферных осадков (Дроздов, Григорьева, 1971; Кудрявцева, 1973) и увлажнения (Шнитников, 1957), но с запаздыванием, 11-летние одинарные или вдвоенные циклы солнечной активности, 80-летние изменения солнечной постоянной, а также 19-летние лунные приливы. Действительно, проведенный недавно анализ (в том числе автокорреляционный) длинных рядов гидрогеологических наблюдений подтверждает наличие цикличности в режиме подземных вод и выделяет, как наиболее частные, циклы с длиной периода в 2,5–6, 11–12, 19 и 30–35 лет (Ковалевский, 1974). Вероятность выделения коротких (до 15 лет) циклов составляет 97–99,5%, более длинных – более 90%, причем они проявляются более четко по сравнению с цикличностью гидрометеорологических процессов, в том числе аналогичных циклов изменения атмосферных осадков. Отмеченные циклические колебания могут захватывать целиком или большие части артезианских бассейнов на глубину не менее нескольких километров. Самостоятельное значение может иметь вертикальная сосредоточенная и рассредоточенная миграция подземных вод, нефти и газов, выявляемая по ряду показателей (Валуконис, Ходьков, 1973).

Все это позволяет с большей степенью вероятности допускать связь современных движений осадочной оболочки с колебаниями давления и уровней флюидов. Практика искусственного изменения уровня (пластового давления) подземных вод (флюидов) в процессе их эксплуатации подтверждает наличие такой связи и дает возможность приблизительной количественной оценки движений. О том, что в верхних частях осадочной оболочки изменения пластовых движений подземных вод могут (периодически?) иметь большее значение, чем тектонические силы, свидетельствуют факты погружения различных локальных структур, в том числе и сводов антиклиналей, при снижении пластового давления флюидов в процессе их эксплуатации. Такие факты известны для месторождений Апшерона (Лилленберг, Мещерский, 1968), Северного Кавказа (Терновой и др., 1965) и Калифорнии (Gilluly, Grant, 1949).

Грубые подсчеты применительно к долине Сан-Хоакин в Калифорнии показали (Lofgren, Klausning, 1969), что объем опускания составляет примерно 10% от объема выкачанной жидкости. Если исходить из данных по этому участку (молодые рыхлые отложения, глубина откачки вод всего 50–300 м), то снижение уровня подземных вод всего на 0,6 м может привести к опусканию поверхности на величину до 3 см. Для условий Москвы понижение уровня подземных вод на 3 м может дать опускание на 3 мм, на 17 м – соответственно на 15–28 мм (Снобкова,

1972), для Лондона понижение на 0,8 м -- около 2 мм (Гармонов и др., 1965). Можно упомянуть также поднятия и опускания на 4–5 см туннелей Московского метрополитена, что связывают с колебаниями уровня подземных вод (Котлов, 1962). Детальные исследования в районе г. Ниигата в Японии установили полную корреляцию (коэффициент +0,984) между среднемесячным уровнем подземных вод в процессе их откачки и среднемесячной скоростью сжатия слоев на глубинах 100–700 м (Hayashi, 1969). Приостановка снижения уровня подземных вод ведет к замедлению и прекращению опускания поверхности.

Таким образом, вертикальные движения поверхности могут вызываться исключительно изменениями уровня и пластового давления подземных вод. Величины изменений соотносятся как 1:400–1:1000, а в одном случае -- даже 1:20.

Приведенные факты дают основание считать, что аналогичные связи между колебаниями гидродинамических параметров подземных напорных флюидов, движениями осадочной оболочки земной коры и поверхности Земли вполне реальны и в ненарушенных природных условиях, во всяком случае в равнинно-платформенных условиях. Ввиду отсутствия целенаправленных сопряженных измерений обоих показателей в естественных условиях приходится пытаться оценить величины движений поверхности за счет изменений уровня подземных вод методом аналогий. Годовые колебания уровней подземных вод, как известно, измеряются метрами, многолетние и вековые могут составлять десятки метров (Ковалевский, 1974). Если исходить из наименьших соотношений, известных по искусственным откачкам флюидов, а именно 1:1000, то оказывается, что движения за счет гидрогеологических факторов могут иметь скорость того же порядка, что и измеряемые инструментально движения поверхности. При соотношениях 1:100 вполне объяснимы высокие скорости современных движений в пределах пластовых равнин с чехлом отложений (например, приводимые Фиалковым, 1965), тектоническая активность которых весьма слаба.

Упругий режим подземных флюидов может непосредственно влиять на смещения по разломам. Величина упругих деформаций в хрупких и пористых породах вблизи трещин под действием разности давления флюидов (не глубже 5000 м), по расчетам (Валукоис, Ходьков, 1973), составляет 0,8–1,0 мм на расстоянии до 0,5 км от трещины у земной поверхности и 1,0–1,8 мм на глубине 800 м. В случае пластичных пород аналогичные упругие деформации (до достижения предела упругости) упомянутые авторы оценивают величиной в 100 раз большей. В целом для верхней части осадочной оболочки платформ, где хрупкие пористые породы преобладают, можно принимать, следовательно, величину указанных абсолютных вертикальных смещений порядка 1–10 мм, как это и отмечается для ряда платформенных районов (Донабедов, Сидоров, 1968).

Нами проведено сопоставление данных об изменении уровня подземных вод с современными движениями поверхности в г. Ташкенте по данным монографии "Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г." (1971). Подземные воды развиты в меловых породах на глубине 1300–2000 м от поверхности и тесно связаны с трещинными водами палеозойского фундамента. До 1962 г. среднее понижение уровня подземных вод в результате откачки находилось в пределах 3 м ежегодно, а движения поверхности -- в пределах 0–1,5 мм/год. В 1962–1966 гг. до землетрясения в восточной части города отмечено понижение на 15–20 м (4–5 м ежегодно) уровня подземных вод, частично, по-видимому, в связи с откачкой вод. Повторное высокоточное нивелирование показало поднятие поверхности в эти же годы на величину до 20–30 мм. В 1966–1967 гг., вскоре после землетрясения 26 апреля 1966 г., в тех же скважинах понижение уровня вод частью замедлилось, частью произошло его повышение на 1,5–9,5 м, а поверхность опустилась до 10 мм. Иными словами, в данном случае при обратной корреляции между движениями поверхности и изменением уровня подземных вод отношение их изменений в связи с землетрясением  $M = 5,3$  находится в пределах 1:100÷1:1000.

На Северном Кавказе в пределах Терско-Сунженского прогиба, где средняя многолетняя скорость современных движений поверхности составляет 3–4 мм/год, а внутригодовые колебания, по В.А. Сидорову, -- от -14 до +60 мм, при земл-

трясениях с  $M = 3,5 \div 4,5$  ( $I = V \div VI$  баллов) колебания уровня флюидов в скважинах глубиной 1–1,5 км доходили до 100–150 м и распространялись на 10–15 км по площади (Смирнова, 1968). Интересен факт запаздывания на 1–2 месяца изменений в дебите скважин, удаленных от разломов по сравнению с ближайшими к ним скважинами. Это можно рассматривать как указание на постепенное смещение зон повышенных давлений в пластах флюидов.

В обоих случаях наибольшие колебания уровня подземных вод отмечены вблизи активных разломов (Смирнова, 1968; Ташкентское землетрясение..., 1971), что согласуется с большей подвижностью земной коры непосредственно у разломов по данным наклонномерных и нивелирных измерений (см. раздел III).

Связь месторождений нефти и газа с зонами разломов известна давно; важно, что современные движения в этих зонах имеют повышенный градиент и тем более высокие значения скорости, чем короче период между нивелировками, т.е. отличаются колебательным характером (Матцкова, Сидоров, 1973). По сообщению В.А. Сидорова, колебательные движения над несколькими разломами в платформенной Белоруссии, где проведены специальные повторные нивелирования с интервалами от 4 месяцев до 3 лет, в зонах разломов, с которыми связаны месторождения нефти и газа, происходят с большей амплитудой (4–6, до 15 мм) за 2–3 года, чем над остальными (1–4 мм). Периодограммный же анализ неглубоких уровней подземных вод в Белорусском Полесье за 1949–1970 гг. выявил периодичность в 4, 6, 5, 8 и 10 лет в разных скважинах с различными геологическими условиями (Васильев, Чеканов, 1974). Амплитуда колебаний уровней составляет 1–4 м, т.е. может выразиться на поверхности в колебаниях высоты за соответствующие промежутки времени на 1–4 мм (при 1:1000) и 10–40 мм (при 1:100).

Экспериментальная проверка связи движений по разлому с изменением порового давления жидкости в природных условиях осуществлена пока только на разломе Сан-Андреас в Калифорнии (Johnson et al., 1973). Наблюдения в специальной скважине глубиной 152 м около г. Холлистер выявили совпадение в пределах часов аномальных изменений водного уровня и максимальных значений порового давления с эпизодами сдвигания по разлому крипа. Отношение изменения величин достигало 14:1.

С помощью динамики флюидов облегчается и развитие мелких пликативных форм, где гравитационно-пластические движения сочетаются с флюидогеодиническими, так что измеренный на поверхности современный рост складок, обычно считающийся чисто тектоническим, имеет более сложную природу. Кстати, измеренные за короткий период скорости роста нельзя распространять на длительные промежутки времени, так как упругие поднятия поверхности при концентрации флюидов сменяются гидроразрывами, при которых флюиды импульсно перемещаются в зону низкого давления (в частном случае, на поверхность), осадочные слои релаксируют, поверхность погружается или стабильна.

Необходимо обратить внимание и на некоторые специфические черты гидрогеологического режима. К ним относятся (Ковалевский, 1974) полицикличность (вековой цикл и осложняющие его циклы высокого порядка); увеличение амплитуды колебаний (и уменьшение скорости) у более продолжительных циклов; проявление короткопериодных циклов преимущественно вблизи поверхности, а длиннопериодных на глубине, особенно в напорных водах; общее увеличение амплитуд многолетних колебаний с севера на юг с нарушением закономерностей в горных районах; отсутствие синхронности в наступлении экстремальных значений на территории СССР.

Представляется, что именно в этих особенностях отдельных гидрогеологических бассейнов (отражающих тектонические структуры соответствующего порядка) следует искать объяснение таких признаков современных движений равнинно-платформенных районов, как структурная приуроченность, обратимость, знакопеременность, повышенные сравнительно с геологическими величины скорости, несоответствие знака движений в одних и тех же периоды в соседних структурах или даже в пределах одной структуры и т.п.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что современные движения осадочной оболочки и поверхности могут быть связаны с гидрогеологическим режимом. Более того, современные движения гидрогеологического характера могут играть большую, если не главенствующую в ряде регионов, роль в общем характере измеряемых движений.

Может быть, более полным и правильным будет назвать и, вероятно, целесообразно выделять флюидогеодинамический, или проще флюидодинамический, тип современных движений. Вряд ли этот тип движений можно отнести к тектоническим, хотя и распределение межпластовых напорных вод и их режим обусловлены именно особенностями тектонических структур и их продолжающимся тектоническим развитием. Во всяком случае, он не принадлежит к первично тектоническим, глубинным. Иными словами, измеряемые на поверхности движения, даже освобожденные от внешних гидрометеорологических воздействий, могут считаться показателем движений осадочной оболочки, но не земной коры в целом. Поэтому часто употребляемый (Мещеряков, 1961б; Николаев, 1965; Гзовский, 1963; Гзовский, Никонов, 1968, 1969) вывод о тектонической природе современных движений на основании их пространственного совпадения со структурой земной коры нельзя признать строго обоснованным и точным.

Сказанное выше позволяет только наметить связь и возможную обусловленность современных вертикальных движений с флюидогеодинамическими. Для доказательства ее существования потребуются сопряженный корреляционный анализ инструментальных данных о современных движениях и режиме флюидов в разных геотектонических и морфоструктурных регионах.

## 2. Техногенные движения

Влияние деятельности человека на земную поверхность, осадочную оболочку и отдельные геологические процессы приобретает все большее значение. Под влиянием антропогенных техногенных факторов изменяется и природный ход современных движений. Очень важно установить, проявляются ли возбужденные человеческой деятельностью техногенные движения только вблизи поверхности или захватывают осадочную оболочку и даже консолидированную земную кору. Не менее значима возможность получения точных количественных данных о величинах и распространении возбужденных движений для сравнения их с параметрами техногенных изменений среды, с одной стороны, и с характеристикой естественных движений, с другой.

Имеющийся опыт изучения возбужденных движений позволяет выделять следующие техногенные факторы: изменение гидродинамических и гидростатических условий в недрах в процессе изъятия или внедрения флюидов (воды, нефти, газа), выемка горных масс (в твердой фазе) при разного рода подземных работах, перераспределение статических нагрузок на поверхности и создание динамических нагрузок<sup>1</sup>. Очень близкое к приведенному подразделение дано недавно О.С. Подкаминером (1973).

Движения, связанные с изменением гидродинамических условий в верхних частях осадочной оболочки в результате выкачивания и закачивания флюидов, в пределах месторождений подземных ископаемых и городов (табл. 17, рис. 63) в настоящее время исследованы наиболее полно.

Конкретные примеры оседания поверхности с характеристикой участков и условий откачки флюидов в зарубежных странах можно найти в целом ряде публикаций (Gilluly, Grant, 1949; Успенский, 1963, 1975; Гармонов и др., 1965; Lofgren, Klausung, 1969; Hayashi, 1969 и др.). В нашей стране возникновение депрессионных воронок также изучено на ряде участков (Гармонов и др., 1965; Котлов и др., 1967; Лиулиенберг, Мещерский, 1968; Мироненко, 1972). Характеристика участков, где оседание изучено более полно, приводится в табл. 17, из

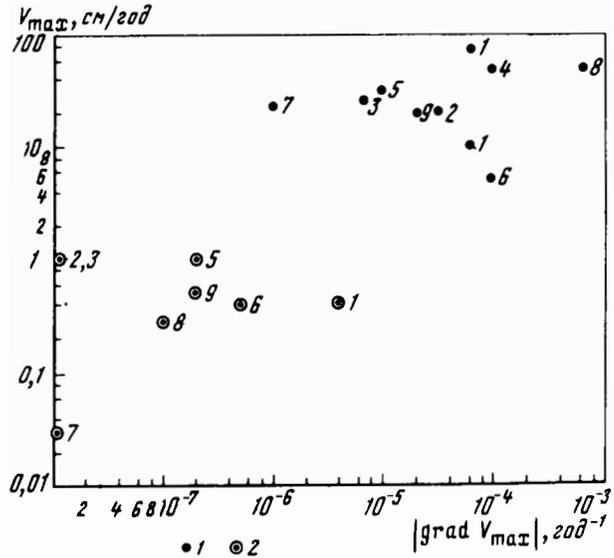
<sup>1</sup> Перемещения поверхности и грунтов на глубине метры – первые десятки метров при техногенных воздействиях здесь не рассматриваются.

которой видно, что площади мульд оседания достигают сотен и даже первых тысяч км<sup>2</sup>, величина прогибания — первых метров (максимально до 8,6 м на побережье Калифорнии, у г. Лонг Бич), скорость прогибания составляет от нескольких сантиметров в год до десятков сантиметров в год. Наибольшие оседания отмечаются в районах развития молодых неуплотненных глинистых осадков значительной мощности.

В Калифорнии, Японии, Мексике обнаружена полная корреляция между интенсивностью опускания и объемом откачанной жидкости не только по годам, но и по

Р и с. 63. Максимальные величины скорости и градиента скорости современных вызванных движений в результате извлечения флюидов из недр (1) и современных естественных движений в тех же районах (2)

Участки: 1 — Калифорния, Лонг-Бич; 2 — Калифорния, Сан-Хоакин; 3 — Лос Банос; 4 — Мексика, г. Мехико; 5 — Италия, дельта р. По; 6 — Азербайджан, Апшеронский полуостров; 7 — Предкавказье, Ставропольские месторождения; 8 — Донбасс; 9 — Япония, г. Осака



месяцам. Опыты по закачке вод в отработанные нефтяные пласты показали, что оседание в этих случаях замедляется (Гармонов и др., 1965; Lofgren, Klausen, 1969).

Таким образом, в настоящее время не вызывает сомнения наличие непосредственной связи между откачкой (закачкой) флюидов, изменением уровня (напора) подземных вод и движениями осадочных слоев над горизонтом откачки. Опускания поверхности и толщи пород связаны с уплотнением последних в процессе обезвоживания. Максимальные деформации сжатия происходят в узкой зоне, прилегающей к водоносному горизонту. Механизм явления состоит в увеличении эффективных напряжений в скелете пород и уменьшении их пористости, а величина оседания соответствует разности между сжатием скелета и упругим расширением минеральных зерен при снижении гидростатического давления и неизменности геостатического (Миرونенко, 1972; Мироненко, Шестаков, 1974). Практика показывает, что величина опускания поверхности составляет  $10^{-2}$ – $10^{-3}$  величины снижения уровня подземных вод, местами достигая  $10^{-1}$ .

В отдельных случаях обнаруживается связь с землетрясениями, т.е. более глубокое взаимодействие с процессами, происходящими в земной коре. Осуществленные несколько лет тому назад в районе г. Денвер (Колорадо, США) закачки жидких отходов производства в скважину глубиной 3700 м повели к возникновению землетрясений  $M = 3$  и даже  $M = 5 \div 5,4$ , эпицентрами в районе на площади  $3 \times 10$  км и гипоцентрами на глубине  $4,5$ – $5,5$  км. Эти землетрясения связаны со сдвиговыми смещениями по существовавшим разломам в кристаллических гнейсах. Явление вызванной сейсмичности было специально проверено и подтверждено серией опытных закачек (Evans, 1969; Gibbs et al., 1973). Связь этих искусственно вызванных землетрясений с тектоническими деформациями доказывается как сходством сейсмических параметров с параметрами тектонических землетрясений, так и определением правосторонних смещений по вертикальной плоскости разлома во время вызванных землетрясений.

Т а б л и ц а 17

Современные движения поверхности на участках разработки полезных ископаемых

№№ п/п	Участок	Вид разработки	Глубина разработки, км	Породы	Годы раз- работки
1	Калифорния, Лонг Бич	Откачка нефти, сопутствующих газа и воды	0,6–2,1	Песчаники, глинистые сланцы алевриты, плиоцен-миоцен	1927–1947 1927–1962
2	Калифорния, Сан-Хоакин, Туларе-Васко	Откачка воды	0,5–0,3	Пески, глины, четвер- тичные, плиоценовые	1948–1964 1905–1964
3	Калифорния, Сан-Хоакин, Лос-Банос	”	≥ 0,45	Песчано-глинистые от- ложения	1943–1953
4	Мексика, г. Мехико	”	≥ 0,3	Песчано-глинистые и гли- нистые четвертичные и третичные отложения	1890–1957
5	Италия, дель- та р. По	Откачка газа и сопутствующих вод	0,6–1,0	Пески, галечники, глины	1940–1957
6	Азербайджан, Апшеронский п-ов	Откачка нефти	0,2–2,0	Пески, глины среднего плиоцена	1912–1962
7	Ставропольс- кие месторож- дения, Пред- кавказье	Откачка газа	0,8–1,0	Глины, алевриты, пес- чаные отложения верх- него палеогена	1956–1962
8	Донбасс	Выемка породы из угольных пластов	0,5	Песчаники, известняки, глинистые сланцы кар- бона	1970–1972
9	Япония, г. Осака	Откачка воды			1935–1960

В СССР отмечен случай землетрясения интенсивностью до VII баллов, вызванного откачкой нефти из меловых известняков с глубины в несколько сотен метров в районе г. Грозного (Сухарев, 1972).

Известные примеры (см. табл. 17) показывают, что при изъятии из недр флюидов движения, как правило, ограничиваются верхними частями осадочной оболочки и непосредственно вызываются уплотнением водопроницаемых и водоупорных слоев в процессе обезвоживания. Такие движения вряд ли могут считаться тектоническими. Однако в некоторых случаях, когда изъятие или закачивание флюидов осуществляется на больших глубинах, в том числе в консолидированных породах, изменения гидродинамических условий сказываются и на тектонических напряжениях в недрах и движения могут носить, по существу, тектонический характер, проявляясь, в частности, в виде смещений по разломам и землетрясений.

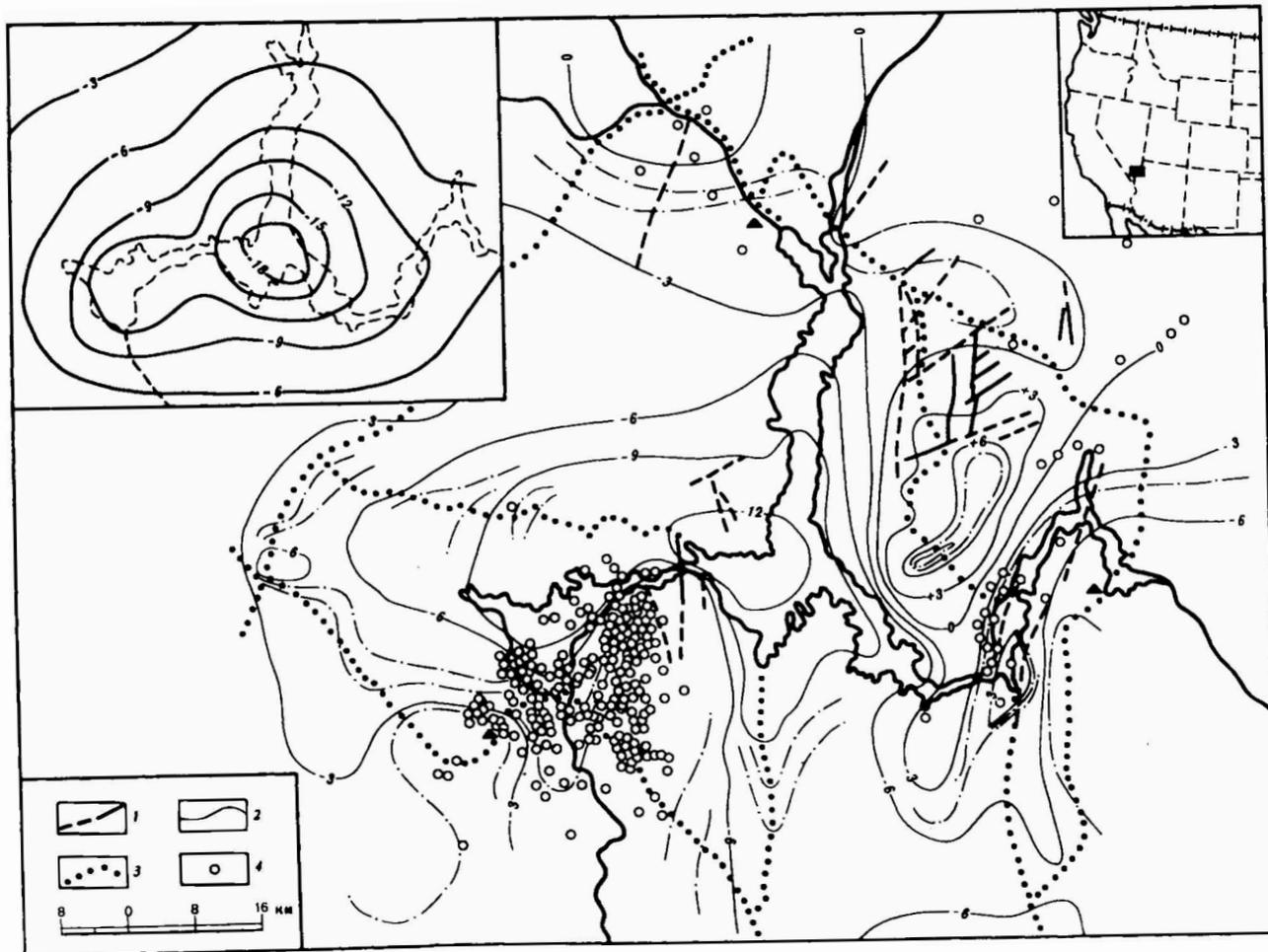
Движения, связанные с изъятием из земных недр горных пород в процессе прохождения горных выработок, устанавливаются вполне надежно. В разных странах путем повторного нивелирования высокой точности отмечены погружения и растяжения земной поверхности со скоростью сантиметры—первые десятки сантиметров в год над угольными месторождениями (Neubert, 1962; Успенский, 1963; Wyrzykowski, 1966; Вискочил, 1973; Гофштейн, 1973а). В Донбассе специальным нивелированием (27 повторений) обнаружено начало проседания поверхности в то время, когда выработка угольного пласта мощностью 1,5 м на глубине около 500 м находилась в 50 м по горизонтали от линии нивелирования (Верёда и др.,

Максимальное опускание, м	Площадь локального опускания, км <sup>2</sup>	Максимальные скорости опускания, см/год	Максимальные скорости естественных движений, см/год	Максимальный градиент скорости опускания, год <sup>-1</sup>	Максимальный градиент скорости движений в естественных условиях, год <sup>-1</sup>
1,8	100	5-10		$(1-6) \cdot 10^{-5}$	
7,6		35-75	-0,2 ÷ -0,45		$\sim 4 \cdot 10^{-6}$
3,5	1300	20	< 1	$6 \cdot 10^{-6}$ $3 \cdot 10^{-5}$	$\sim 1 \cdot 10^{-8}$
2	3000	12-28	< 1	$7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-8}$
7	100	3-50		$2 \cdot 10^{-5}$ $1 \cdot 10^{-4}$	
	730	10-30	-0,5 ÷ -1,0	$1 \cdot 10^{-5}$	$(1-2) \cdot 10^{-7}$
2,5	500	3-5	-0,4	$6 \cdot 10^{-5}$ $1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-7}$
1,5	600	3,7-2,5	+0,03	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-8}$
0,9	0,2	36-48	+0,2 ÷ 0,3	$(4 \div 7) \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-8}$ $1 \cdot 10^{-7}$
2,2	100	11-20	-0,5	$(1 \div 2) \cdot 10^{-5}$	$(1 \div 2) \cdot 10^{-7}$

1973). За 4 месяца эксплуатации пласта оседание составило 130 мм, а за 1,5 года 953 мм при скорости проседания десятки миллиметров в месяц, до 220 мм/месяц (36 см за 1971 г.).

Общая известная величина прогибания в Рурском, Донецком, Львовско-Волынском и Подмосковном бассейнах составляет первые метры при глубине разработок 300-700-1000 м (Neubert, 1962; Успенский, 1963; Гофштейн, 1973а), а диаметр депрессий поверхности над некоторыми угольными бассейнами достигает сотен километров (Гармонов и др., 1965). Движения этого типа развиваются почти исключительно в верхней части осадочной оболочки за счет изменения геостатического давления над искусственно создаваемыми подземными полостями, хотя в ряде случаев добавочное опускание создается попутной откачкой подземных вод. Особый, практически весьма важный вид движений представляют горные удары, в шахтах, по-видимому, сопровождающиеся микросмещениями.

Движения при перераспределении статических нагрузок на поверхности связаны с выемкой пород при создании крупных карьеров и котлованов и созданием дополнительных нагрузок при возведении крупных инженерных сооружений, строительстве городов, наполнении водохранилищ и т.п. (рис. 64). Применительно ко многим длительно существующим городам проседание частично объясняется понижением уровня подземных вод (грунтовых и артезианских) и уплотнением рыхлых пород под строительными нагрузками, которое проникает на глубину 30-50 м. Однако в практике строительства отмечены случаи влияния дополнительных поверхностных нагрузок на движения и напряжения подстилающих кри-



Р и с. 64. Движения земной коры и землетрясения, связанные с заполнением водохранилища Мид на р. Колорадо, США (Carder, 1970)

1 — закартированные разломы; 2 — изолинии движений, цифры — величины движений за 1935—1941 гг., см; 3 — ходы повторного нивелирования; 4 — эпицентры землетрясений. Треугольниками обозначены сейсмические станции. На врезках: справа — положение участка на западе Северной Америки; слева — погружение, теоретически рассчитанное до заполнения водохранилища, см

сталлических пород и даже верхних частей земной коры, особенно интересные с тектонической точки зрения. Эти случаи относятся к разным геоструктурным регионам — платформам (щитам), области каледонской складчатости и орогенному поясу Юга СССР.

Показательным примером влияния дополнительных поверхностных нагрузок на движения земной коры могут служить движения, обнаруженные в окрестностях Москвы. Нивелировками 1936–1950 и 1950–1958 гг. вокруг городской чаши оседания со скоростью 0,5–2,5 мм/год установлена кольцевая зона относительных (1–1,8 мм/год) поднятий шириной 10–40 км, за пределами которой геодезические знаки имеют тенденцию к спокойному опусканию (Гольц, 1973). Поскольку депрессионные воронки уровней подземных вод на известных участках откачки пересекаются изолиниями опусканий, а в кольце поднятий имеются участки крупных подземных водозаборов без признаков погружения поверхности и к тому же граница зоны опускания расширяется вслед за застройкой, надо признать кольцо относительных поднятий вокруг Москвы результатом компенсационного поднятия. В данном случае, следовательно, речь идет не только об уплотнении верхних десятков метров рыхлых отложений под строительными нагрузками и в результате понижения уровня грунтовых вод, но о вызванных человеческой деятельностью движениях осадочной оболочки земной коры.

Наиболее многочисленные и надежные данные получены при изучении воздействия нагрузок создаваемых крупных водохранилищ. На Братской ГЭС (длина плотины плотины 3700 м, максимальная высота 126 м), возведенной на диабазе и песчаниках (Эйдельман, 1968), к началу заполнения водохранилища осадка основания плотины составила 8 мм, затем, как и на Красноярском гидроузле, резко увеличилась, достигнув 63,6 мм при напорном уровне около 70 м. Важно, что в соответствии с увеличением столба воды осадка увеличивалась от берегов к прежнему руслу, а воронка оседания распространилась на 2–3 км в стороны от водохранилища, достигая, следовательно, 9–10 км в поперечнике.

Из зарубежной практики показательны три примера: в складчатом поясе Северной Америки, на щитах Африки и п-ова Индостан. Возведение известной плотины Боулдердам (Гувер-дам) на р. Колорадо (США) привело к созданию в 1935 г. крупного водохранилища (оз. Мид) с толщиной водного столба до 150 м и общим весом воды около 30–40 млрд. т. Водохранилище распространилось полосой 1–20 км на территории, сложенной докембрийскими сланцами, гранито-гнейсами, палеозойскими осадочными и изверженными породами и третичными вулканитами и частично разбитой разломами без признаков активности в плиоцен-четвертичное время (Carder, 1945). В 1935 г. в самом начале заполнения водохранилища была проведена высокоточная нивелировка по нескольким линиям, в том числе пересекающим его чашу. В 1940–1941 гг. нивелирование было повторено по линиям общей длиной около 1100 км. Оба нивелирования имеют повышенную точность (I класс), максимальная накопленная на всем протяжении ошибка достигает 22,5 см (Carder, Small, 1948). Предварительные расчеты возможного прогибания коры под нагрузкой водохранилища дали максимальную величину прогибания 18 см при субконцентрическом протяжении изолиний вокруг контура водохранилища (см. рис. 64, врезка). Действительная величина прогибаний по данным отмеченных нивелировок 1935–1940 гг., т.е. в течение периода наполнения водохранилища до 80% объема, достигла 12 см. Можно отметить следующие основные особенности опусканий в этом районе, вызванные нагрузкой водохранилища (см. рис. 64).

1. Погружение поверхности захватило площадь не менее 30 тыс. км<sup>2</sup>, т.е. на два порядка больше площади водного зеркала.

2. Изолинии опускания лишь в общем виде повторяют контуры водохранилища, а максимум погружения приходится на область максимальной нагрузки.

3. В восточной части рассматриваемой области отмечается особая сложность контуров изолиний движений и их слабое соответствие контурам водохранилища: здесь обнаружены два участка поднятия (до 6–8 см), приуроченных к выходам гранитов, разбитых разломами субширотного простирания.

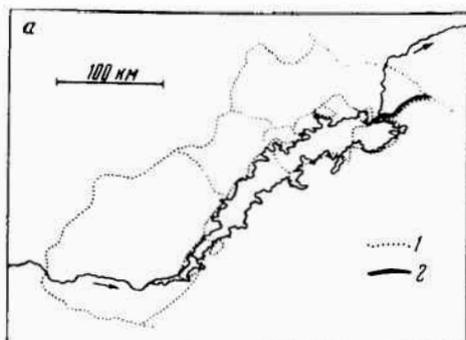
Для периода 1941–1950 гг., т.е. после наполнения водохранилища, тенденций движений предшествующего периода времени не было установлено (Carder, 1970). По другим данным (Small, 1963) прогибание достигло к 1950 г. 17 см, а к 1963 г. – 20 см, т.е. его скорость падала от 20 мм/год до 5 и 2,3 мм/год.

На оз. Мид впервые была установлена возбужденная сейсмичность (около 6 тыс толчков за 1937–1944 гг.) в результате водной нагрузки. Глубина большинства очагов не превышала 6–8 км, магнитуда большинства толчков – менее 3,5, и только 3 толчка имели магнитуду 5; 4,1; 4,4 (Carder, 1945, 1970). Эпицентры землетрясений группируются не в области максимального погружения, а около двух-трех участков наиболее высокого градиента скорости прогибания, вблизи разломов фундамента (см. рис. 64), что делает весьма вероятным предположение о связи землетрясений с подвижками по этим разломам под действием нагрузки. Д.С. Кардер связывает основную группу землетрясений у юго-западного конца оз. Мид с обновлением под действием водной нагрузки погружения ограниченного разрывами блока относительно массива гранитов на юго-западе и юго-востоке. По расчетам этого автора, высвобожденная при рассматриваемых землетрясениях энергия, равная приблизительно энергии полутора землетрясений с  $M = 5$ , может считаться эквивалентной энергии прогибания земной коры под нагрузкой водохранилища.

После 1941 г. (заполнение резервуара) не только изменился ход современных движений, но и исчезла тесная временная корреляция сейсмической активности (данные 1951–1953 гг.) с сезонными колебаниями уровня водохранилища (нагрузкой) еще до зарегулирования стока в верхнем течении (с середины 60-х годов) новыми водохранилищами (Carder, 1970).

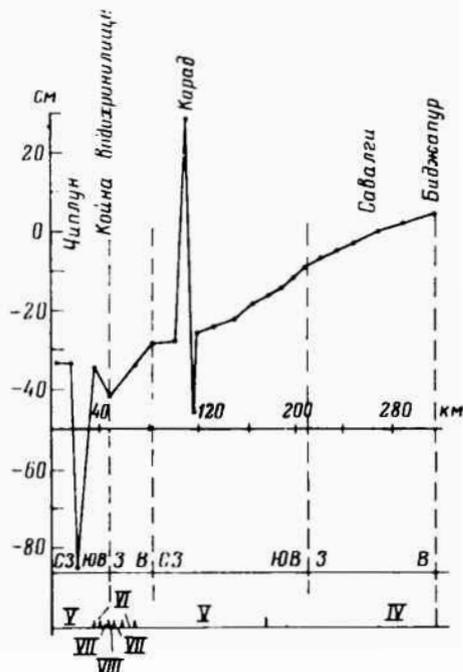
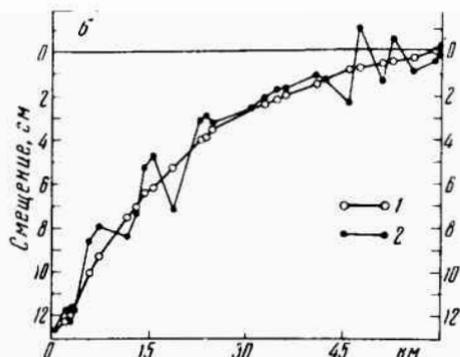
В пределах докембрийского щита Африки, разбитого разломами северо-восточного–юго-западного простирания, в рифтовой долине Замбези в 1959–1963 гг. было заполнено крупнейшее в мире (глубина 120 м, размеры 250 × 30 км, вес воды 150 млрд. т) водохранилище Кариба (Sleigh et al., 1969; Gough, Gough, 1970). Перед заполнением водохранилища по его периметру и нескольким поперечным профилям проведена нивелировка, частично повторенная в 1963 и 1968 гг. Сравнение результатов 1957 и 1968 гг. по профилю к северо-востоку от наиболее нагруженного участка показало (рис. 65), что за это время пункт на северо-восточном берегу водохранилища опустился относительно удаленного на 60 км к северо-востоку пункта на 12,7 см, при максимальной возможной ошибке  $\pm 0,2$  см, т.е. погружался со средней скоростью 10–12 мм/год. Кривая разницы превышений вдоль спрямленной линии нивелировки очень хорошо согласуется с расчетной кривой (отклонения –  $2,4 \pm 1,7$  мм). Это позволяет принять и другие следующие из расчетов величины прогибания (Gough D., Gough W., 1970), а именно, максимум погружения – 28,5 см, распространение прогибания – порядка нескольких сантиметров на 70–100 км в сторону от водохранилища и глубоко в верхнюю мантию. Нагрузка водных масс, по всей вероятности, вызвала сейсмическую активность, причем все сильные (7 толчков с магнитудой 5–5,8) и большинство слабых землетрясений (более 1400 толчков за 1959–1968 гг.) пришлись на область наибольшего погружения, меньшая часть – на участки разломов по периферии с максимальным удалением от водохранилища ~50 км. Гипоцентры большинства землетрясений располагались до глубины 10–20 км, но отмечено несколько глубоких, в том числе один на 80 км. По геодезическим данным, возможны смещения на несколько сантиметров по разломам на о. Роджклифф и на северо-восточном берегу в связи с возбужденными землетрясениями 1963–1968 гг. (Sleigh et al., 1969). Надо считать это самыми значительными по размерам из возбужденных движений.

Третий пример относится к Индии (рис. 66). В декабре 1967 г. в пределах Деканского траппового плато на западе докембрийского Индостанского щита произошло землетрясение с  $M \approx 6,3$ , интенсивностью VIII (VIII–IX) баллов; глубина гипоцентра по разным источникам оценивается различно – от 8 до 50–60 км, что, возможно, является результатом вертикальной протяженности плоскости разрыва (Губин, 1970; Balasundaram, 1971). Эпицентр главного землетрясения рас-



Р и с. 65. Повторное нивелирование и движения земной коры около водохранилища Кариба на р. Замбези, Африка (D. Gough, W. Gough, 1970a)

а — ходы однократного (1) и двукратного (2) нивелирования в районе водохранилища; б — опускание поверхности в связи с заполнением водохранилища согласно теоретическим расчетам (1) и данным повторного нивелирования в 1957–1968 гг. (2)



Р и с. 66. Движение земной коры по линии повторного нивелирования в районе водохранилища Койна, Индия (Bhattacharji, 1971)

положен в 3–5 км южнее плотины, построенной в 1961 г. и подпирющей водохранилище субмеридионального протяжения (размеры 50 x 2,5 км, глубина до 100 м, объем воды 2,8 млрд. м<sup>3</sup>), землетрясением захвачена область щита диаметром около 700 км. Форшоки и афтершоки сосредоточены на глубине в среднем 5–8 км севернее и южнее главного толчка, по соседству с плотинной или под водохранилищем, не далее 40 км от плотины. В данном случае несомненно возникновение в результате наполнения водохранилища роя слабых землетрясений в земной коре и весьма вероятно прогибание ее под нагрузкой водных масс. Следовательно, даже если это землетрясение (и поверхностные разрывы) было подготовлено естественно и независимо и только спровоцировано (например, благодаря увеличению внутриводного давления воды и ослаблению структурных связей) созданием водохранилища, все равно нужно признать опосредствованное влияние человеческой деятельности на оживление существующих в земной коре и возникновение поверхностных разрывов.

Приведенные выше и некоторые дополнительные материалы по движениям в результате заполнения водохранилищ систематизированы в табл. 18. На основе этих данных могут быть сделаны следующие выводы. Такие факты, как возникновение чаши прогибания вслед за появлением водохранилищ и совпадение в общих чертах участков максимального прогибания с участками наибольших глубин водо-

Таблица 18

Современные движения земной коры, вызванные созданием крупных водохранилищ

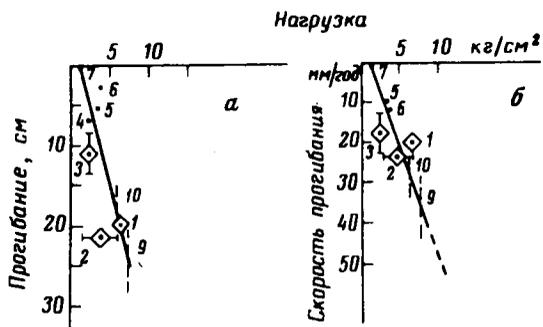
Номер п/п	Регион, река, водохранилище	Максимальный объем воды в водохранилище, млрд. м <sup>3</sup>	Площадь водного зеркала, км <sup>2</sup>	Среднее расчетное распределение нагрузки воды на ложе водохранилища, кг/см <sup>2</sup>	Максимальное измененное прогибание поверхности земной коры под водохранилищем, см	Период после начала заполнения, за который измерено прогибание, лет (в скобках - год окончания заполнения)
1	Северная Америка р. Колорадо, Мид	35-40	590	6,7	12 (18)* 17 20,1	1935-1941 (1941) 1940-1950 1950-1963
2	Африка, р. Замбези, Кариба	150-175	6490	2,2-2,7 (6,7*)	12,7 (23,5)*	1959-1968 (1963)
3	Индостан, р. Койна, Койна (Шиваджигатар)	2,8	100-150	2-2,8	8-14 (?)	1962-1968 (1964)
4	Тасмания, Гордон (проект)	15	590	2,5	(7*)	
5	Восточная Сибирь, р. Ангара, Братское	169	5470	3-3,5	5,6	1961-1966 (1967)
6	Восточная Сибирь, р. Енисей, Красноярское	73	2000	3,5-4 (8-10*)	3 (3,6)	1967-1971 (1970)
7	Прибалтика, р. Даугава, Плявинское	0,63	45	1,5	0,5	1965-1970 (1966)
8	Средняя Азия, р. Вахш, Нурекское	10,5	100	10,5		1972-
9	Средняя Азия, р. Нарын, Токтогульское	19	265	7-8	(20-30*)	1973-
10	Средняя Азия, р. Вахш, Рогунское (проект)	8,5-11,8	160	5,3-6,7	(16-22*)	

\* Максимальные рассчитанные значения.

хранилищ, позволяют говорить о нагрузке крупных водохранилищ (и городов) как причине локального прогибания земной поверхности и коры. Прогибание верхних частей земной коры под дополнительной нагрузкой в 2-10 кг/см<sup>2</sup> измеряется величиной более 10 см. Обращают внимание большие величины скорости прогибания (порядка 1-2 см/год) при резко приложенных дополнительных нагрузках. Они на порядок больше величин скорости, известных для платформенных областей за пределами оледенения, и соизмеримы с величинами для областей, подвергав-

Максимальная скорость прогибания за расчетный период, мм/год	Максимальный градиент скорости движений, год <sup>-1</sup>	Магнитуда максимального вызванного землетрясения и год	Тектоническая структура региона и подстилающие породы	Источник
20 67 (?) 5 2.3	$(1 \div 2) \cdot 10^{-5}$	5 (1939)	Орогенный пояс Кордильер, докембрийские изверженные, палеозойские осадочные и изверженные породы	Boulder, 1941 Carder, 1945, 1970 Small, 1963
12.7 (23.5)	$6 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	6,1 (1963)	Африканский докембрийский щит, архейские гнейсы и осадочно-вулканические палеозойские и мезозойские породы	Seligh et al., 1969 Gough, Gough, 1970
13-23 (?)	$6 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$	6,3 (1967)	Индийский щит, базальты мел-палеогенового возраста на докембрийских гнейсах	Bhattacharji, 1970 Губин, 1970
	$7,5 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$ (* ?)		Докембрийские сланцы, кварциты, кембрийские песчаники, аргиллиты	Lee, 1972
10	$6 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$		Сибирская платформа, трапповое плато, диабазы	Эйдельман, 1968
6 (12*)	$8 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$		Каледонский складчатый пояс, новейшая активизация, изверженные породы	Александровская и др. 1973; Кокот и Рабцевич, 1972
1			Русская платформа, покров четвертичных отложений (0,5 - 50 м) на палеозойских осадочных породах	Индриксон, 1973
(30-45*)			Область альпийской складчатости и новейшего горообразования, меловые породы	
(25-35*)			Активизированная эпипалеозойская платформа, новейшее горообразование, палеозойские известняки	
			Граница эпипалеозойской активизированной платформы и области альпийской складчатости, меловые и палеозойские изверженные породы	Осадчий, 1971

шихся плейстоценовому покровному оледенению, т.е. нагружению и снятию дополнительной нагрузки (см., например, Гзовский, Никонов, 1968, 1969). Наконец, важным представляется заключение о возможности проявления движений со скоростью порядка 1 см/год и возникновения землетрясений (с максимальной магнитудой 5-6) на платформах при изменении приложенного на поверхности давления порядка первых кг/см<sup>2</sup>. Это положение справедливо, по-видимому, только применительно к областям с повышенным фоном напряжений (предварительно напряжен-



Р и с. 67. Зависимость максимальных величин прогибания (а) и скорости прогибания (б) земной коры от среднерасчетной нагрузки водохранилищ

Водоохранилища: 1 — Мид; 2 — Кариба; 3 — Койна; 4 — Гордон; Австралия (проект); 5 — Братское; 6 — Красноярское; 7 — Плявинское; 8 — Нурекское; 9 — Токтогульское; 10 — Рагунское (проект). Ромбики — случаи возникновения землетрясений с  $M = 5 \div 6$ , вызванных заполнением водохранилищ

ным)<sup>1</sup>. Подтверждение этого можно видеть в отсутствии вызванных землетрясений в районе Красноярского и Братского гидроузлов, где по геологическим условиям и историческим данным нельзя предполагать значительных напряжений и землетрясений.

Поскольку полное максимальное прогибание под нагрузкой водохранилищ известно не во всех случаях, то трудно вывести точную зависимость величины прогибания от приложенной нагрузки, тем более при различиях геологического строения ложа водохранилищ. Данные о такого рода зависимости приведены на рис. 67.

Показательной представляется связь скорости прогибания с величиной нагрузки. Этому соответствует факт согласования сейсмической активности (вызванных землетрясений) не столько с объемом накопленной воды, сколько со скоростью изменения уровня водохранилища (Gupta et al., 1972; Киссин, 1972). Во всех рассмотренных выше случаях, помимо данных об общем прогибании, имеются признаки оживления существующих разломов в связи с нагрузкой водохранилищ и вызванными землетрясениями. Теоретические расчеты и данные о глубине очагов вызванных землетрясений согласно свидетельствуют о вовлечении в движения не только приповерхностных слоев, но и (в случаях крупных водохранилищ) всей толщи земной коры.

В пределах подвижного пояса в Средней Азии на участках Нурекского, Токтогульского и Рагунского гидроузлов рассчитанные дополнительные давления (5–10 кг/см<sup>2</sup>) равны и превышают таковые для водохранилищ, рассмотренных выше. Вызванные движения в этих сильно раздробленных и тектонически активных участках коры могут составить десятки сантиметров — не менее 20 см (см. рис. 67) и сопровождаться землетрясениями максимально известной для них в прошлом интенсивности. Особенно опасным представляется район проектируемого Рагунского водохранилища, где в последние примерно 100 лет разрушительных землетрясений не было, но в последние тысячелетия, судя по сейсмодислокациям (Никонов, 1974б), они происходили. По ориентировочным расчетам, при естественном ходе накопления упругих деформаций для IX-балльного землетрясения в Гиссаро-Кокшаальской зоне требуется 100–1000 лет. Если при возникновении водохранилищ процесс имеет скорость в 2–10 раз большую, как показывают приведенные выше данные, то возникновение разрушительного землетрясения при создании Рагунского водохранилища становится весьма вероятным, тем более что оно будет находиться на всем протяжении над зоной крупных и активных разрывов.

Движения под влиянием динамических нагрузок известны пока недостаточно. С точки зрения характера и размеров техногенного воздействия особого внимания заслуживают факты оживления движений в связи с подземными ядерными взрывами, лучше всего известные для территории испытательного полигона в Неваде (США). Каждый из восьми взрывов мощностью от 0,1 до 1,2 Мт, магниту-

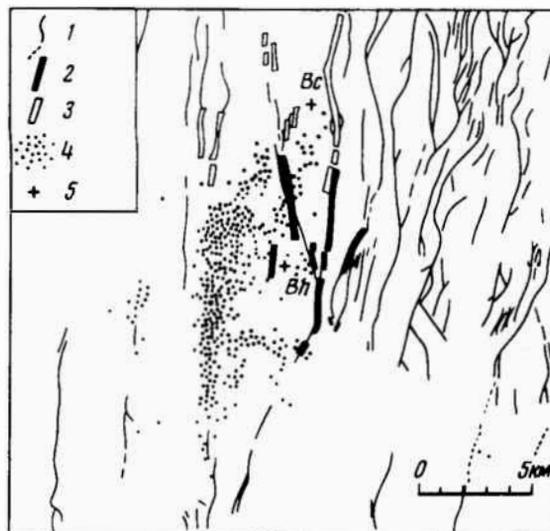
<sup>1</sup> Вопрос о влиянии водохранилищ на сейсмический режим следует считать дискуссионным. Во многих случаях выводы, касающиеся связи местных землетрясений с заполнением водохранилищ, никак не могут считаться доказанными. — Прим. ред.

дой от 5 до 6, сопровождался оживлением существовавших вблизи места взрыва разрывов (Ной, 1963; Вукпат, 1969; McKeown, Dickey, 1969; Dickey, 1971). Возбужденные смещения по разломам составляли десятки сантиметров (до 1–1,2 м) в вертикальной плоскости и сантиметры (до 15 см) вдоль разломов, причем смещения крыльев имели ту же направленность, что и последние из установленных геологическими методами естественных смещений по этим разломам. Максимальная длина обновившихся разрывов (0,3–8 км) находится в линейной зависимости от магнитуды взрыва; эта зависимость очень близка к таковой для естественных землетрясений (McKeown, Dickey, 1969).

Наиболее подробные сведения о тектонических проявлениях из всех опубликованных получены от взрыва 1,1 Мт в конце 1968 г. (Вукпат, 1969). Взрыв, произведенный на глубине 1,4 км в туфах плиоценового возраста, помимо создания множества мелких разрывов в радиусе 450 м от поверхностной проекции точки взрыва, индуцировал разрывы вдоль известных вертикальных разломов на расстоянии до 5,6 км от места взрыва (рис. 68). Некоторые из оживленных разрывов, как полагают, не обнаруживали смещений в течение последних 7 млн. лет, хотя вообще на территории полигона известны разломы, смещающие аллювий четвертичного возраста (Ной, 1963). Возбужденные взрывом в конце 1968 г. землетрясения (десятки тысяч толчков  $M = 1,3 \div 4,2$ ) продолжались несколько месяцев. Они локализовались в нескольких параллельных известных разломных зонах на глубине до 6 км и на расстоянии от пункта взрыва до 13 км. Определения смещений в очагах показали, в согласии с наблюдениями за смещениями по разрывам на поверхности, правосторонние сдвигания по меридиональным зонам и вертикальные по северо-восточным (Hamilton, Healy, 1969; Healy et al., 1970; Stauder, 1971). Существует предположение о связи возбужденных взрывами землетрясений на глубине 1–5 км с разломами фундамента меридионального и северо-восточного направления в отличие от асейсмических смещений по поверхностным разломам, проникающим на глубину до 1,5 км и простирающимся меридионально (Вукпат, 1972). Такая дифференциация движений подтверждается в значительной мере смещением пространственного положения полос эпицентров возбужденных толчков относительно закартированных на поверхности крутых разломов, а также фактом возникновения землетрясений в течение дней, недель, до 1,5 месяцев после каждого взрыва, между тем как оживление поверхностных разрывов происходит практически одновременно с самими взрывами. Иными словами, можно допустить некоторое различие в поле напряжений у поверхности и в более глубоких частях земной коры; нарушение поля напряжений (перераспределение напряжений) в результате взрывов происходит неодинаково во времени и по глубине.

Рис. 68. Землетрясения и разрывы, возбужденные подземными ядерными взрывами на испытательном полигоне в Неваде (Вукпат, 1969; Dickey, 1971)

1 — разрывы, существовавшие до начала испытаний; 2 — разрывы, обновились во время взрыва Бенэм (Bh); 3 — то же, во время взрыва Бокскар (Bc); 4 — эпицентры землетрясений, возбужденных взрывом Bh; 5 — точки взрывов (проекций на поверхность) Bh и Bc



Отмеченные выше смещения по разрывам развивались, судя по инструментальным данным, в считанные секунды или минуты непосредственно после взрывов, а также спустя несколько часов как результат высвобождения накопленных к моменту взрыва природных тектонических напряжений, т.е. взрывы послужили для них как бы спусковым механизмом (Bucknam, 1969, 1972; McKeown, Dickey, 1969).

На основании изложенного выше можно заключить следующее. Техногенные (возбужденные) движения проявляются большей частью как пликативные с преобладанием вертикальной (отрицательной) компоненты. В ряде случаев современные возбужденные движения проявляются в виде возбужденных землетрясений, внезапных сейсмических подвижек по разломам (с образованием разрывных сеймотектонических дислокаций), причем для участков преобладающих горизонтальных сжимающих усилий отмечаются возбужденные движения и дислокации со сдвиговой компонентой.

Горизонтальные размеры участков изменения величин и даже знака современных движений под влиянием человеческой деятельности измеряются километрами и десятками километров, достигая в некоторых случаях 100 км и более, т.е. вполне соизмеримы с размерами локальных тектонических структур. Величины амплитуд, скорости и градиента скорости возбужденных движений не только не уступают, но большей частью превосходят на несколько порядков таковые современных движений природного характера в соответствующих тектонических областях и за соответствующие промежутки времени. Глубина распространения возбужденных движений и напряжений должна быть соизмерима с поперечником участков и, по-видимому, достигает многих километров – десятков километров, как и глубина очагов возбужденных землетрясений. Иными словами, эти движения охватывают по крайней мере верхние части земной коры, и возможно в отдельных случаях проникают в нижние ее части и даже в верхнюю мантию.

Таким образом, *по характеру проявления и количественным параметрам возбужденные (техногенные) движения, как медленные, так и быстрые, могут не отличаться от современных локальных движений внутриземной (тектонической) природы.* Техногенные движения могут быть как приповерхностными, захватывающими только верхние части осадочной оболочки, так и собственно движениями земной коры.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ,  
ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

## Глава 1

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ  
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В РАЗНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ  
ОБЛАСТЯХ

Накопленный в последние годы фактический материал по новейшим, голоценовым и современным движениям как платформ, так и подвижных областей земной коры (Живая тектоника, 1957; Николаев, 1962; Современные движения..., 1963, 1968, 1973; Соколовский, Волков, 1965; Современные и новейшие движения..., 1964; Рихтер, 1965; Annales Acad. Sci. Fennicae, 1966; Милановский, 1968; Карта современных вертикальных движений..., 1973, и др.) позволил предпринять количественное сопоставление вертикальных движений в областях с разным тектоническим режимом и разной сейсмичностью.

Нами проанализированы лишь движения материковых частей Земли, главным образом Евразии (Гзовский, Никонов, 1968, 1969). Раздельно оценивались движения крупных структурных элементов коры — региональные и движения более мелких — локальные. Региональные охватывают щиты и плиты, синеклизы и интеклизы на платформах, мегантиклинории и мегасинклинории, антиклинории и синклинории в областях горообразования; локальные отражают глубинные и интрукторные складки и зоны разломов. Такое подразделение особенно важно при сопоставлении с сейсмичностью, которая применительно к земной коре определяется в первую очередь напряжениями, связанными с ростом отдельных структурных элементов и разрывов.

Для количественной характеристики движений земной коры использовались величины смещения (амплитуды), скорость и горизонтальный градиент скорости. Использовались максимальные из известных значений, из рассмотрения исключались участки, где заведомо установлено влияние нетектонических факторов, участки и периоды сильных землетрясений и вулканических извержений.

Обобщенный нами (табл. 19, рис. 69; Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973) и другими исследователями (Магницкий, 1965; Калашникова, 1968; Магницкий и др., 1973; Никифоров, 1975; Калинин и др., 1975; Гофштейн, 1975) фактический материал позволяет фиксировать следующие основные положения.

1. По имеющемуся в настоящее время материалу наиболее четко различаются два типа областей с различной тектонической подвижностью — малоподвижные области (платформы) и подвижные пояса (области горообразования на месте геосинклиналей и платформ), каждый из которых имеет свое поле значений скорости и градиента скорости современных движений на графике в логарифмическом масштабе. Для Восточно-Европейской платформы без северо-запада (области гляциоизостатического воздымания) и северо-востока (области низкой точности значений) средняя скорость поднятия составляет +1,5 (+1,2) мм/год, средняя скорость опускания —1,6(—1,2) мм/год (Магницкий и др., 1973). Для субширотного профиля через континенты Европы и Америки длиной 8700 км с включением областей горообразования величина средней скорости (математического ожидания) составляет +1,22 мм/год (Калинин и др., 1975). Интересно, что близкими величинами (0,3—1,0 мм/год) оценивается независимо средняя скорость воздымания суши в течение плейстоцена (Бондарев, 1974).

Т а б л и ц а 19

Характеристика новейших, голоценовых и современных вертикальных региональных движений. Максимальный размах движений — Р, км; максимальное поднятие — П, км; максимальная

Разные геоструктурные области		Неотектонический этап, 10–30 млн. лет		
		Р	П	С
Платформенные области	Восточно-Европейская платформа (за пределами последнего оледенения) (Мещеряков, 1965; Соколовский, Волков, 1965; Карта..., 1973).	0,5–1	0,2–0,4	0,006–0,04
	Украинский щит (Соколовский, Волков, 1965; Бондарук и др., 1973; Карта..., 1973).	0,2–0,25	0,25	0,01–0,025
	Балтийский щит (область гляциоизостатического воздымания) (Никонов, 1973 и др.).	1 (?)	0,4–0,6	0,01–0,06
Подвижные поояса	Большой Кавказ (Милановский, 1968; Карта..., 1973).	7–12	4–5	0,1–0,5
	Тянь-Шань (Гзовский, 1961; Несмеянов, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1974).	9–14	6–7	0,15–0,25
	Курило-Камчатский регион (вне связи с извержениями и сильными землетрясениями) (Кропоткин, 1961; Чемяков, 1961 и др.).	4–10	1–1,5	0,03–0,15

Кроме того, для современных движений платформ характерны более сглаженные спектры волн с большей длиной, чем для орогенных областей, например Кордильер Японских островов (Калашникова, 1968).

2. На платформах средние скорости современных региональных и локальных движений имеют одинаковый порядок величин (первые миллиметры в год), тогда как в орогенных областях скорости локальных движений выше региональных на порядок и более. При сравнении малоподвижных и подвижных областей оказывается, что скорости региональных движений в них нередко соизмеримы. Наиболее подвижными среди платформенных являются области недавнего и современного покровного оледенения, где скорость (но не градиент!) соизмерима с таковой высокоподвижных областей (мм/год – см/год для региональных движений). Скорости современных локальных движений в подвижных областях (десятки – сотни миллиметров в год) обычно на 0,5–2 порядка выше соответствующих скоростей на платформах. Особо подвижными оказываются районы вулканической деятельности, где скорость, во всяком случае локальных движений, на порядок превышает скорость аналогичных движений во вневулканических районах геосинклинальных и активизированных областей (Никонов, 1974а).

3. Распределение величин скорости голоценовых движений показывает те же закономерности. Однако их значения обычно на 0,5–1 порядок меньше – доли миллиметров в год. Исключение составляют области недавнего покровного оледенения на платформах, где скорости региональных голоценовых движений достигают 10–30 мм/год (см. табл. 19). Л.Г. Никифоров (1975) на основе обширного материала по датированным морским террасам на различных побережьях земного шара указывает следующую среднюю высоту террас: в областях каледонской, герцинской складчатости и на платформах – 2,5–3 м, в областях альпийской складчатости – 4 м, в областях оледенения – 12 м (рис. 70). Последние, таким образом, следует рассматривать отдельно, связывая их повышенную подвижность с последними гляциоизостатическими процессами.

4. Градиент скорости и современных и голоценовых локальных движений как в малоподвижных, так и в подвижных областях ( $1 \cdot 10^{-7}$  –  $1 \cdot 10^{-5}$  год<sup>-1</sup>) на 1–2 порядка выше градиента скорости региональных движений ( $1 \cdot 10^{-8}$  –  $1 \cdot 10^{-7}$  год<sup>-1</sup>). По градиенту скорости региональных движений малоподвижные и подвижные

**жений в платформенных областях и подвижных поясах**  
**среднерасчетная скорость поднятия – С, мм/год**

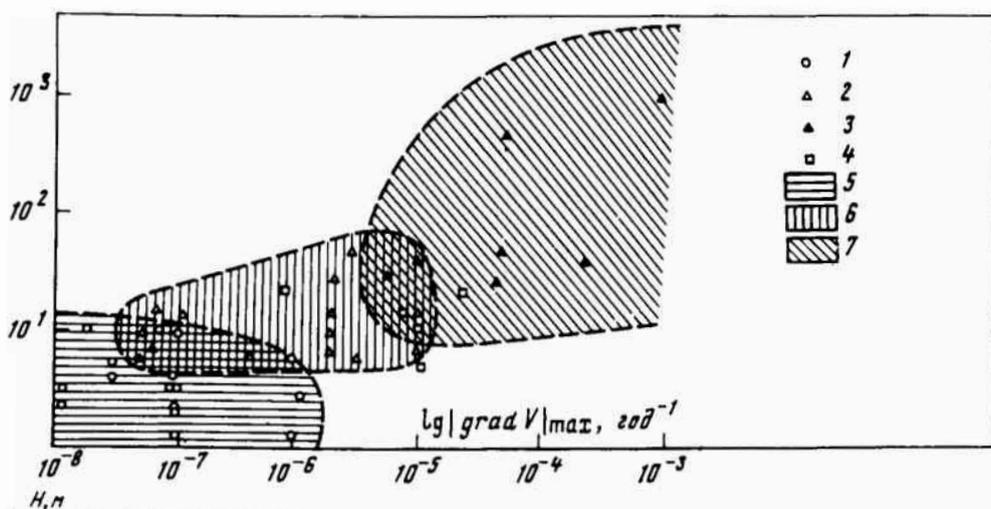
Поздний плиоцен и четвертичный период, I – 3 млн. лет			Голоцен, 10 тыс. лет		Настоящее время, десятки лет
Р	II	С	П	С	С
0.15–0.2	0.1 0.12	0.03–0.1	0.002–0.01	0.2–1.0	5–8
0.1	0.1	0.03–0.1	0.025–0.03	2 3	5
			0.30	30	9.5
2–3	1.5	0.5 1.5	(0.01 0.02)	>(1 2)	8–13
4 5	1.5 2.5	0.5–2.5	0.02 0.05 (01?)	2 5 (10?)	2–10
1	0.5	0.15–0.5	0.010–0.03	1–3	4–8 (?)

области различаются между собой значительно меньше, чем по градиенту скорости локальных движений. Максимальным градиентом ( $1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^4 \text{ год}^{-1}$ ) отличаются вулканически активные районы. Применительно к современным движениям те же закономерности получены при площадной характеристике градиента скорости на территории Европейской части СССР (Гофштейн, 1975) и по спектрам волн движений на длинных профилях территории Европы, Северной Америки и Японии (Магницкий, 1965; Калашникова, 1968; Калашникова и др., 1972).

5. В целом, таким образом, оказывается, что в высокоподвижных областях движения осуществляются не столько за счет общих региональных воздыманий и погружений, сколько за счет дифференцированных локальных движений. Весьма вероятно, что по мере расширения наблюдений во внутренних частях активизированных горных стран будут более отчетливо проявляться различия в скорости современных региональных движений платформенных и орогенных областей. Имеющиеся данные по голоценовым движениям, которые по сравнению с современными могут считаться освобожденными от короткопериодических колебаний скорости и знака (очевидно, нетектонического характера), по-видимому, точнее, чем данные по современным движениям, определяют скорости медленных тектонических движений земной коры. Использование значений скорости современных и голоценовых движений для палеотектонических расчетов должно быть обязательно дифференцированным во времени, особенно в областях с явно направленным изменением скорости в течение последних тысячелетий. Однако мы не можем пока сказать, насколько данный вывод может быть распространен в глубь геологического времени.

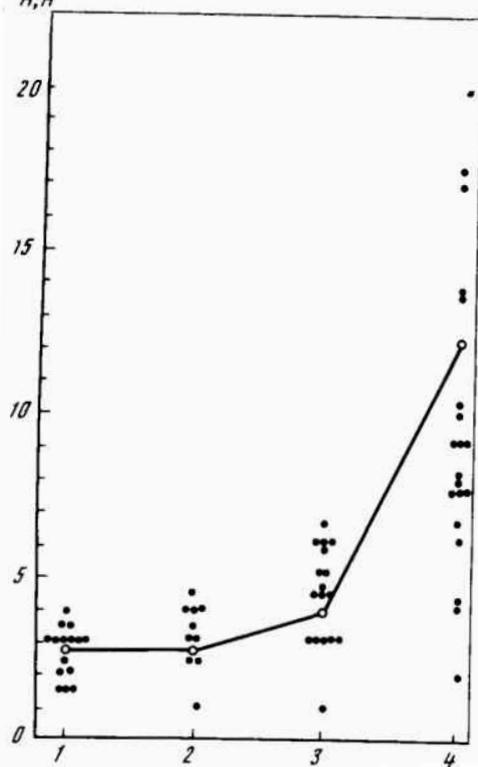
Сравнивая в целом подвижные области с малоподвижными (исключая подвергшиеся покровному оледенению), можно сказать, что интенсивность голоценовых и современных движений в подвижных областях значительно выше за счет повышенного значения скорости (миллиметры в год) и градиента скорости ( $3 \cdot 10^8 - 1 \cdot 10^7 \text{ год}^{-1}$ ) региональных движений, высоких скоростей вертикальных движений локальных структурных элементов (нередко десятки – сотни миллиметров в год) и высоких градиентов скорости локальных движений ( $1 \cdot 10^7 - 1 \cdot 10^5 \text{ год}^{-1}$ ).

Внутри названных геотектонических областей имеются активные локальные структуры и зоны разломов, где величины скорости соответственно возрастают в



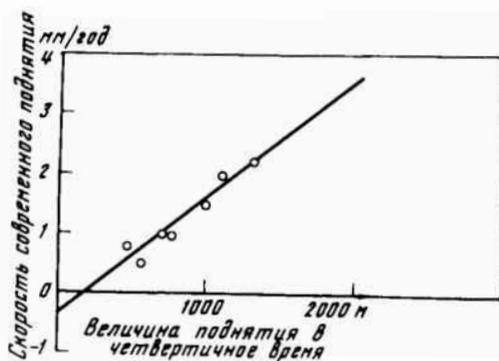
Р и с. 69. Сочетания наибольших величин скорости  $V_{\max}$  и ее градиента  $|\text{grad } V_{\max}|$  современных региональных вертикальных движений в тектонически различных областях. Составлено по данным повторного нивелирования

1-4 — области измерений: 1 — малоподвижные, платформенные, 2 — высокоподвижные, горообразования на месте платформ и геосинклиналей (без вулканически активных), 3 — вулканически активные (значения соответствуют периодам между крупными извержениями), 4 — участки крупных водохранилищ в различных тектонических областях; 5-7 — обобщенные поля значений: 5 — платформенных, 6 — областей горообразования, 7 — вулканически активных



Р и с. 70. Зависимость высоты береговой линии среднеголоценовой фландрской трансгрессии (2-7,5 тыс. лет назад) от интенсивности вертикальных тектонических движений в разных геоструктурных областях (Никифоров, 1975)

1 — платформы; 2 — области каледонской и герцинской складчатости; 3 — области альпийской складчатости; 4 — области гляциоизостатического поднятия



Р и с. 71. Связь интенсивности вертикальных движений четвертичного и настоящего времени в Японии (Yoshikawa, 1974)

несколько раз, а градиент скорости на порядок или более. Сопоставление голоценовых и современных локальных движений в малоподвижных и подвижных областях показывает не только большую распространенность (частоту) и протяженность, но и значительно большую интенсивность движений (нарушений) локального типа в подвижных областях. Так, если на Балтийском щите (максимально подвижной области среди материковых платформ Евразии) локальные движения на порядок меньше региональных по амплитуде и среднерасчетной скорости, то в высокоподвижной области горообразования (Средняя Азия) локальные движения по тем же показателям на порядок больше.

Важный вывод состоит в том, что области повышенной подвижности платформ связаны с внешними по отношению к литосфере причинами (ледниковые нагрузки), между тем как подвижность областей горообразования, несомненно, является в основном тектонической, вызванной внутривосточными процессами.

Приведенное в разделе II рассмотрение отдельных типов движений по их приуроченности, характеру проявления, величинам скорости и градиента и их изменениям во времени, в том числе в связи с другими природными явлениями или искусственными воздействиями, позволяет, с точки зрения автора, придавать некоторым предварительно выделенным видам современных движений не только феноменологическое, но и генетическое значение. Более обоснованно выделяются гляциоизостатические, вулканические, сеймотектонические, а также техногенные, менее обоснованно — флюидодинамические современные движения.

Получаемые на поверхности данные о современных движениях земной коры, даже если речь идет заведомо о движениях тектонической природы, строго говоря, отражают лишь современную подвижность. Для того, чтобы более определенно судить и объективно характеризовать тектоническую мобильность и напряженное состояние земной коры, предложено ввести понятие современной тектонической активности (Гзовский, Никонов, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1975; Гзовский и др., 1973; Gzovsky et al., 1974). Современная тектоническая активность крупных геоструктурных областей, таких как платформы и орогенные области, а также отдельных регионов в настоящее время может оцениваться по трем независимым группам данных. Они могут быть получены следующими способами: 1) измерением перемещений поверхности, т.е. изучением современных движений на поверхности; 2) измерением напряженного состояния горных пород на глубинах в сотни метров и километры путем измерения напряженности пород в горных выработках, изучения горных ударов и внезапных выбросов газа; 3) определением напряженного состояния пород в земной коре на глубинах в десятки километров посредством оценки энергии и повторяемости землетрясений в коре.

М.В. Гзовский (Gzovsky, 1966; Гзовский, 1975, рис. 129; Gzovsky, Nikonov, 1975, fig.2) подразделил территорию СССР на области четырех типов в зависимости от максимальной величины градиента скорости вертикальных движений за время новейшей активизации (последние 30 млн. лет), отражающей величины максимальных касательных напряжений в земной коре. Аналогичное подразделение выдерживается при рассмотрении данных о современной тектонической активности. Все рассмотренные количественные показатели (табл. 20) свидетельствуют о резких различиях современной активности малоподвижных платформенных областей, в одной стороны, и орогенных областей на месте геосинклиналей и платформ, с другой. Надежная количественная характеристика современной тектонической активности областей слабого и среднего по интенсивности горообразования и областей рифтогенеза пока что затруднительна. Таким образом, при использовании значений градиента и показателей современной тектонической активности различия между платформами (без областей последнего покровного оледенения) и подвижными поясами выявляются гораздо более отчетливо (табл. 20), чем по величинам поднятия и скорости голоценовых и современных движений (см. табл. 19).

Что касается новейших движений и движений позднеплиоцен-четвертичного времени, то они на платформах и в подвижных поясах различаются на порядок и

Т а б л и ц а 20

Характеристика современной тектонической активности различных геоструктур на территории СССР (Гзовский, 1971; Батугин, 1972; Гзовский, Никонов 1973; Любимова и др., 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1975)

Номер п/п	Геоструктуры	Современные вертикальные движения, характерные региональные значения		Показатели напряженного состояния земной коры		Сейсмические характеристики		Тепловой поток, $10^{-6}$ кал/см <sup>2</sup> ·с	Максимальные касательные напряжения в земной коре по комплексу данных кт/см ( $\pm 50\%$ )
		скорость мм/год	градиент скорости, год <sup>-1</sup>	распределение числа шахт и пластов с горными ударами, %	глубина появления горных ударов, м	энергия землетрясений, дж	повторяемость землетрясений на 1000км <sup>2</sup> , однажды в период, лет		
I	Малоактивные, платформенные	0,5–2,0	$10^{-9}$ – $10^{-7}$	5	600–1000	$10^{12}$ – $10^{13}$		<0,8–1,6	100
II	Умеренно-активные, платформенные и слабого горообразования	1–5	$10^{-8}$ – $10^{-6}$		250–900	$10^{14}$	1000	1,2–2,0	400
III	Активные, эпиплатформенного горообразования в подвижных поясах	1–5	$10^{-8}$ – $10^{-6}$	55	200–300	$10^{15}$ – $10^{18}$	300 ( $10^{14}$ )	1,2–2,5	700
IV	Весьма активные, эпигеосинклинального и эпиплатформенного горообразования в подвижных поясах	3–10	$10^{-7}$ – $10^{-5}$	98	200–300	$10^{18}$	10–100 ( $10^{14}$ ) 300–1000 ( $10^{18}$ )	1,2–> 2,5	1000

более и по размаху, и по величинам поднятия, и по среднерасчетной скорости (см. табл. 19), как и по среднерасчетному градиенту скорости (Карта новейшей..., 1965; Николаев и др., 1968). Наибольшие значения градиента скорости новейших движений (средней для 30 млн. лет) констатируются в областях горообразования, где достигают  $10^{-7}$  год<sup>-1</sup>. В наименее деформируемых, тектонически спокойных платформенных областях градиент скорости поднимается лишь до  $3 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> (Гзовский, 1963, 1975; Гзовский, Никонов, 1973).

Сравнение областей различной современной тектонической активности с областями различной неотектонической активности (за последние 30 млн. лет, т.е. последний этап активного развтия Земли), охарактеризованными величинами градиента средней скорости движений за это время, показывает их общее совпадение в генерализованных границах главных структурных зон (Гзовский, Никонов, 1973, рис. 1, 2). Хорошее общее согласование в распределении современных медленных региональных движений с движениями четвертичного и позднечетвертичного времени отмечается на Японских островах (рис. 71, см. Kaizuka et al., 1966; Hayashi, 1969; Dambaга, 1971; Yoshikawa, 1974).

Все это свидетельствует о том, что фиксируемые инструментально современные движения земной коры (хотя и осложненные нетектоническими факторами) могут рассматриваться в качестве составной части и непосредственного продолжения движений новейшего этапа тектонической активности, выделенного по геоморфологическим и геологическим данным (Шульц, 1948; Николаев, 1962).

Вместе с тем связь современных тектонических процессов с развитием земной коры в течение новейшего тектонического этапа и их унаследованный характер не являются абсолютными и полными. Например, движения областей четвертичного покровного оледенения в течение последних миллионов лет определялись, и в гораздо меньшей степени до настоящего времени определяются, характером ледниковой нагрузки и разгрузки (гляциоизостатические движения), а не тенденциями долговременного собственно тектонического развития крупных геоструктур. Но и в областях, не испытавших ледниковой нагрузки, распределение современных движений не везде наследует распределение новейших движений. По данным Ю.А. Мещерякова (1963, 1965), подтвержденным позднее (Лилиенберг и др., 1972; Былинская, 1974), в западной части Восточно-Европейской платформы прямое соответствие между геоструктурными элементами (преимущественно новейшего времени) и направленностью современных движений отмечено примерно на 70% площади. В Азиатской части СССР южная и юго-восточная части Туранской плиты являются характерным примером инверсии и перестройки движений. В новейший этап территория характеризовалась стабильностью или слабым погружением, между тем как в позднечетвертичное и настоящее время вовлекается в активные положительные движения. Это проявляется в повышенных значениях скорости (до 10–15 мм/год) и градиента скорости (до  $10^{-7}$  –  $10^{-6}$  год<sup>-1</sup> современных движений и в повышенной сейсмичности. За последние 30 лет здесь зафиксировано свыше 10 землетрясений от V до VIII баллов<sup>1</sup> (Мещерский, 1968; Никонов, 1971; Арсланбеков, 1972). В областях современного горообразования (например, Северный Тянь-Шань) также известны отдельные участки с обратным соотношением новейших и современных движений земной коры (Финько, 1973; Сигалов, 1974). Все эти примеры, как и известные геологические данные (Николаев, 1962), с несомненностью свидетельствуют о явлениях непостоянства и неравномерности во времени рассматриваемых тектонических движений (подробнее см. гл. 4 настоящего раздела).

<sup>1</sup>Землетрясения в Газли в апреле и мае 1976 г. с магнитудами соответственно 6,9 и 7,2 лишней раз подтверждают это положение.

## Глава 2

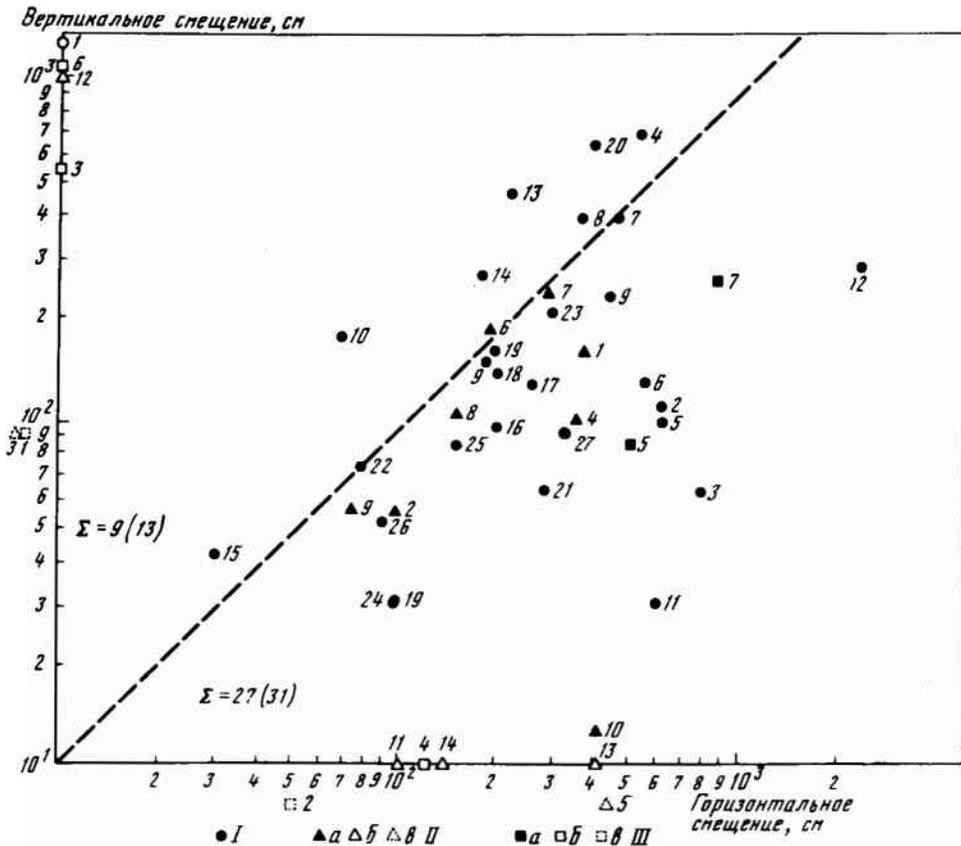
### ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В СОПОСТАВЛЕНИИ С ВЕРТИКАЛЬНЫМИ

Количественная оценка горизонтальных движений сопряжена с большими трудностями, возникающими из-за разрозненности и ограниченности фактических данных, отсутствия единой системы отсчета, а их сопоставление с вертикальными затруднено также незнанием полного вектора смещений и механизма деформирования коры. Отсутствуют надежные геологические данные о плейстоценовых, голоценовых и современных горизонтальных движениях глобального и регионального масштаба. Обобщение и сопоставление можно попытаться осуществить лишь в некоторых регионах и преимущественно для отдельных фрагментов зон разломов в пределах подвижных поясов. Поэтому, в отличие от раздела о вертикальных движениях, здесь приходится, не рассчитывая на широкие обобщения, ограничиться кратким изложением и сравнением имеющихся данных о современных сейсмотектонических подвижках, о длительных движениях по крупным зонам разломов и о региональных движениях.

Для сопоставления величин *смещений по разломам во время сильных коровых землетрясений* мы воспользовались каталогом из работы Павони (Pavoni, 1971), дополненным сведениями по Средней Азии (см. табл. 9), Ирану (см. табл. 15) и некоторыми другими. Все имеющиеся данные по трем основным подвижным поясам Земли (Тихоокеанскому, Средиземноморскому и Центральноазиатскому) приведены на рис. 72. Смещения по разломам при сильных землетрясениях составляют десятки сантиметров—метры. Большинство точек, характеризующих и вертикальные и горизонтальные смещения, лежит ниже медианной линии, откуда следует, что во время сильных землетрясений последнего столетия в пределах подвижных поясов, т.е. среди современных сейсмотектонических движений, преобладают смещения по горизонтали (особенно сдвиговые). Весьма показательно, что зоны горизонтальных деформаций и подвижек в связи с сильными землетрясениями занимают полосы шириной 30–200 км вдоль крупных зон разломов (Burford, 1966; Whitten, 1970; Sato, 1973; см. рис. 49).

Расчеты скорости относительных сдвиговых смещений по разломам за десятки лет по геодезическим измерениям и сейсмологическим определениям дают сравнимые результаты. Так, в зоне разломов Сан-Андреас скорость сдвигания составляет по геодезическим измерениям 5–8 см/год, по расчету сейсмического момента (Brune, 1968) – 6,6 см/год; севернее, в пределах поднятия Горда – 4 см/год (Northrop, Morrison, 1970); по Альпийскому разлому в Новой Зеландии – соответственно 1,5–2,5 и 7,2 (за 1914–1948 гг.) см/год; по Северо-Анатолийскому сдвигу в Турции – соответственно 2 и 1–2 (11 за 1939–1967 гг.) см/год (Canitez, 1975). В первом случае имеются наиболее полные и надежные данные, в последних скорость по сейсмическому моменту завышена из-за краткости учетного времени и при включении в него серии сильных землетрясений 1939–1956 гг. в Турции. С учетом этого можно считать, что средняя скорость современных сдвиговых перемещений по названным крупнейшим разломам составляет сантиметры (1,5–7) в год. Между тем скорости вертикальных движений по ним определяются величинами от долей до нескольких миллиметров в год (по Северо-Анатолийскому не измерены, но, судя по геоморфологическим признакам, он не является исключением).

Как показано в главе 3 раздела II, скорости горизонтальных движений по известным крупным *сдвигам* Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов и *в течение первых тысячелетий*, т.е., по-видимому, суммарно для сейсмических и асейсмических смещений, также составляют первые сантиметры в год (см. рис. 53). В отдельных случаях можно сопоставить скорости современных горизонтальных и вертикальных движений со скоростями за позднелицен-четвертичное время. В пределах Тихоокеанского пояса в Калифорнии примерно за 1–3 млн. лет относительное горизонтальное смещение составило 16–28 км (см. табл. 12), а вертикальные – сотни метров, максимально 1–2 км; среднерасчетные ско-



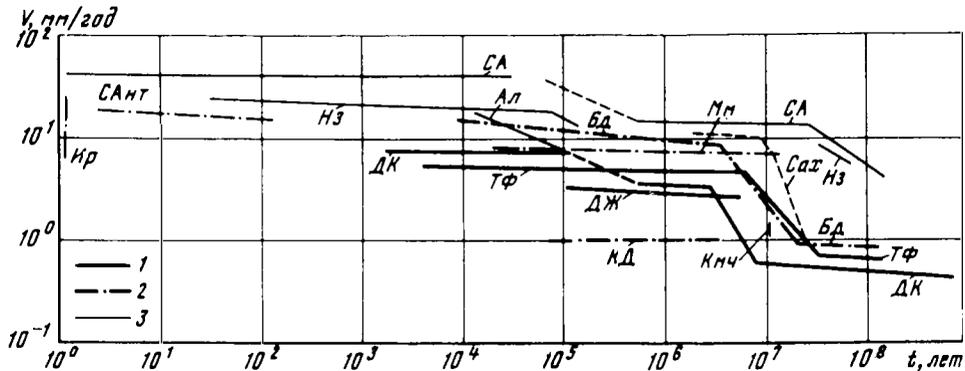
Р и с. 72. Соотношения вертикальных и горизонтальных подвижек по разломам во время сильных землетрясений (Горшков, 1950; Ravoni, 1971; дополнения автора)

*a* — измерены горизонтальная и вертикальная составляющие; *b* — одна из составляющих не измерена или не известна; *в* — одна из составляющих равна нулю или менее 0,1 м. *I* — разломы Тихоокеанского подвижного пояса: 1 — Аляска, 1899; 2 — Ферузтер, Аляска, 1958; 3 — то же, 1964; 4 — Оуэнс Вэлли, Калифорния, 1872; 5 — Сан-Андреас, Калифорния, 1906; 6 — Империзл, Калифорния, 1940; 7 — Невада, 1915; 8 — Фазрвью-Пик, Невада, 1954; 9 — Сьерра-Мадре, Сан-Фернандо, 1971 г.; 10 — Хуанхано, Перу, 1969; 11 — Аватер, Новая Зеландия, 1848; 12 — Ваирарапа, Новая Зеландия, 1855; 13 — Уайт-крик, Новая Зеландия, 1929; 14 — Новая Зеландия, 1931; 15 — Инангахуа, Новая Зеландия, 1968; 16 — Ротокаху, Новая Зеландия, 1968; 17 — Дабия, о. Тайвань, 1906; 18 — Продольная долина, о. Тайвань, 1951; 19 — долина Нео, Япония, 1891; 20 — долина Нео, Япония, Мидори, Япония, 1891; 21 — Гомура, Япония, 1927; 22 — Ямада, Япония, 1927; 23 — Танна, Япония, 1930; 24 — Гименойо, Япония, 1930; 25 — Сикано, Япония, 1943; 26 — Иосика, Япония, 1943; 27 — Мотагуа, Гватемала, 1976. *II* — разломы Средиземноморского подвижного пояса. 1–7 — зона Северо-Анатолийского разлома: 1 — Эрсинкан, 1939; 2 — Никса-Эрбаа, 1942; 3 — Ладик, 1943; 4 — Геред-Болу, 1944; 5 — Генен-Иенис, 1953; 6 — Мудурну, 1967; 7 — Гедис, 1970; 8 — Главный Копетдагский разлом, Туркмения, 1948; 9 — Буйин-Зара, Иран, 1962; 10 — Дашти-Биаз, Иран, 1968; 11 — Чаман, Афганистан, 1892; 12 — Ассам, Индия, 1897; 13 — Улу-Аэр, Суматра, 1892; 14 — Продольный, Суматра, 1892. *III* — разломы Центральноазиатского подвижного пояса: 1 — Гиссаро-Кокшаальский, Каратаг, Таджикистан, 1907; 2 — Южно-Ферганский, Андижан, Узбекистан, 1902; 3 — Гиссаро-Кокшаальский, Хаит, Таджикистан, 1949; 4 — Таласо-Ферганский, Чаткал, Узбекистан, 1946; 5 — Чиликский, Казахстан, 1889; 9 — Кебинский, Казахстан, 1911; 7 — Богдо, Монголия, 1957

рости — соответственно несколько сантиметров в год и не более первых миллиметров в год. Нельзя не обратить внимание на совпадение величин скорости и направления современных горизонтальных движений в зоне разломов Сан-Андреас с таковыми для последних миллионов лет по данным континентальной геологии и расчетам по магнитным аномалиям прилежащих участков морского дна (Proceed. of the Conference..., 1968, 1973; см. также Никонов, 1975б). Аналогично дело

обстоит в Новой Зеландии, где средняя за плиоцен-четвертичное время скорость горизонтальных смещений по зоне разломов оценивается по данным континентальной геологии (см. раздел II, гл. 3) первыми сантиметрами в год и 4,2–5,8 см/год по возрасту магнитных аномалий морского дна (Christoffel, 1971). Вертикальная составляющая движений на суше за это же время и за более короткие промежутки не превышает 1–4 мм/год. На более мелких взбрососдвигах Японии скорость горизонтальных смещений (4–5,3 мм/год) в 5 раз превышает скорость вертикальных и движения считаются в среднем равномерными за последние 1–2 млн. лет (Sugimura, Matsuda, 1965; Sugimura, 1967).

Сдвиговые перемещения по крупным разломам с близвертикальной плоскостью в среднеазиатской части Центральноазиатского пояса имели скорости смещения



Р и с. 73. Изменение скорости сдвига по крупным зонам сдвигов в течение кайнозоя до настоящего времени

1 — сдвиги Центральноазиатского подвижного пояса: ТФ — Таласо-Ферганский, ДК — Дарваз-Каракульский, Дж — Джунгарский; 2 — сдвиги Средиземноморского подвижного пояса: БД — Белуджистанский (Чаман), КД — Копетдагский, Мм — Мертвого моря, САнт — Северо-Анатолийский, Ир — Северо-Иранский; 3 — сдвиги Тихоокеанского подвижного пояса: СА — Сан-Андреас, Нз — Альпийский, Новая Зеландия, Ал — Аляскинский, Сах — на северо-востоке Сахалине, Кмч — на юго-востоке Камчатки. Вертикальные линии — пределы величин в случае одиночных данных

в голоцене и позднем плейстоцене 4–10 мм/год (см. табл. 14, рис. 53), т.е. вполне соизмеримые со скоростями вертикальных движений. В течение новейшего и четвертичного периодов отмечаются изменения скорости горизонтальных движений по сдвигам (рис. 73). Поэтому среднерасчетные величины сдвига со среднего плиоцена (4–7 млн. лет) составляют 0,4–4,0 мм/год (см. табл. 14), т.е. соизмеримы со скоростями вертикальных движений за тот же период.

Таким образом, скорости горизонтального смещения по рассмотренным сдвигам на порядок превышают скорости вертикальных движений и редко соизмеримы с ними, независимо от того, рассматривать ли только современные движения или также голоценовые, четвертичные и конца новейшего вермени (см. раздел II, гл. 3).

Ограниченный материал имеется по *надвигам*. В Средиземноморском поясе известны надвиги и даже покровы в таких горных странах, как Карпаты, Альпы, горы Анатолии, Гималаи. Наиболее молодые из них имеют послепалеогеновый и даже послеплиоценовый возраст (Тектоника Европы, 1964; Кинг, 1967; Гансер, 1967; Хаин, 1973). Надвижения указанного возраста преимущественно к северу (кроме Гималаев) оцениваются величиной 5–25 км, что позволяет среднерасчетную скорость горизонтальной составляющей за 25 и 5–10 млн. лет оценивать в 0,5–2,5 мм/год (при средней за то же время скорости вертикальных движений в осевых частях хребтов порядка 0,25–0,5 мм/год). В Куринской депрессии Закавказья известен 5-километровый надвиг четвертичного возраста (Агабеков, Мамедов, 1961), средняя скорость горизонтального движения по которому составляла > 5 мм/год, возможно, до 50 мм/год.

В Копетдаге с его менее активной тектоникой новейшее (в том числе и после позднего плиоцена) надвижение к северо-востоку по "главному надвигу" (точнее,

взбросодвигу) северо-западного простираения оценивается, равно как и воздымание, первыми километрами (Расцветаев, 1966; Трифонов, 1971; Копп, Расцветаев, 1972; Горелов и др., 1973), т.е. происходило со средней скоростью в доли миллиметра в год. Правостороннее сдвигание за послелекчагыльское время составило 3–5 км, а по отдельным разломам за поздний плейстоцен и голоцен – 40–80 м, только за голоцен – около 8 м, т.е. осуществлялось со средней скоростью соответственно 1–2 мм/год и не менее 0,3 мм/год. Современные вертикальные движения в зоне главного надвига измеряются первыми миллиметрами в год и дают изменения скорости такого же порядка. Современные горизонтальные смещения известны только в связи с Ашхабадским землетрясением 1948 г., когда в промежутке между триангуляциями 1944–1946 и 1958–1959 гг. пункты вблизи г. Ашхабада сместились на 1,7–1,9 м к северо-востоку относительно первоначально-го положения, а вертикальные подвижки (между 1942–1944 и 1952 гг.) не превышали 0,33–0,54 м (Горшков и др., 1974; см. рис. 21, а, табл. 15).

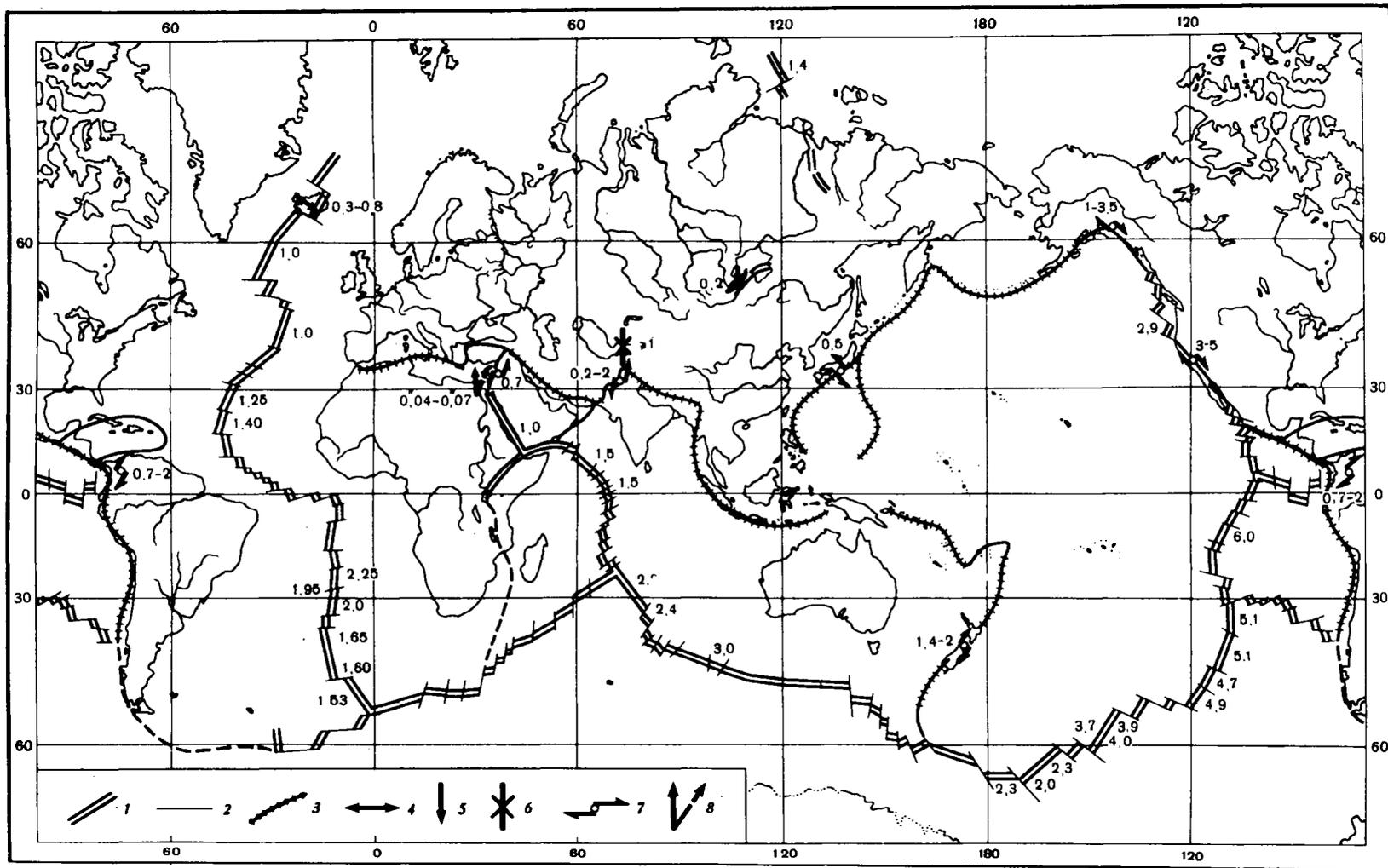
Современные горизонтальные перемещения по продольным надвигам в двух случаях (на границе Памира и Тянь-Шаня и в Гималаях) имеют скорость в настоящее время 0,9–1,5 см/год (см. рис. 52, 53). Для всего неоген-четвертичного времени, даже если принять перекрытия по Вахшскому и Главному Гималайскому надвигам в 25 км (Гансер, 1967), средние скорости по каждому надвигу можно оценивать в 1 мм/год. Впрочем, на Гималайском надвиге, где аллохтон надвинут на прежде размытые сиваликские, а местами и даже на более молодые отложения, скорости в последние миллионы лет могут составлять сантиметры в год.

И в случае с надвигами неизбежен вывод о поперечном к простираению тектонических зон сжатия земной коры в рассматриваемые отрезки времени, поскольку невозможно принять "разваливание" на километры – десятки километров, т.е. на порядок больше высоты гор, не говоря уже о надвигах в широких депрессиях. Однако величины и скорости горизонтальных движений по надвигам не могут считаться надежными для оценки движений на глубине более первых километров, так как плоскости разломов книзу, вероятно, становятся круче.

Попытка оценить скорости *регионального сжатия* земной коры может быть осуществлена в тех участках Средиземноморского подвижного пояса, где имеются данные о смещениях в широкой полосе, поперек нескольких структур.

Такого рода данные применительно к современным движениям известны пока что для Альп и Карпат. Движение Восточных Альп к северу документируется геологически, в частности для последних сотен тысяч лет (Живая тектоника, 1957). Известные данные (Николаев, 1948) повторных триангуляций 1801 и 1905 гг. в северных предгорьях Центральных и Восточных Альп на площади 200 и 100 км<sup>2</sup> свидетельствуют о закономерном региональном смещении к северо-востоку на 0,75–2,0 м, т.е. со скоростью 0,7–2 см/год, между тем как вертикальная составляющая движений в 1887–1906 гг. характеризуется здесь опусканием со скоростью 0,5–3 мм/год. Вместе с тем сопоставление данных триангуляций 1911–1916 и 1860–1879 гг. в Швейцарских Альпах не показало горизонтальных смещений за пределами возможных ошибок измерений (Kobold, Habib, 1966), при вертикальном поднятии в последние 50 лет около 1 мм/год (Jeanrichard, 1975). Сокращение герцинского основания на 27 км за орогенный период 18 млн. лет (Schaefer, Jeanrichard, 1974) дает среднерасчетную скорость субмеридионального сжатия коры 1,5 мм/год; соответствующие значения скорости поднятия 0,3–0,8 мм/год.

В пределах Восточных Карпат и прилежащих прогибов триангуляции 1860–1898 и 1960 гг. показали линейные смещения многих пунктов с увеличением от Закарпатского прогиба к гребневым частям гор и с максимумом смещений до 1,1 м (Сомов, 1969). Наиболее резкие смещения здесь приурочены к продольным глубинным разломам, так что в Закарпатье можно предполагать пододвигание (0,4 см/год), а в Предкарпатье – сдвигание (0,9–2,3 см/год). Дополнительные измерения позволяют говорить о неравномерности проявления горизонтальных движений во времени (Сомов, 1969). Вертикальные движения в Карпатах не превышают 2–5 мм/год (Собакарь и др., 1975). Заметим, что скорость горизонтального сокращения коры в Альпийско-Малоазиатском секторе, рассчитанная как средняя



за миллионы лет в рамках модели тектоники плит, оценивается первыми сантиметрами в год (McKenzie, 1972).

Попытка оценить субмеридиональное сокращение коры за последние миллионы лет осуществлена нами для Среднеазиатского орогена на основе использования данных о региональных продольных и секущих сдвигах (см. раздел II, гл. 3). При этом необходимо, во-первых, увеличить полученные по каждому сдвигу значения скорости за счет смещений по близким параллельным сдвигам так, чтобы учесть смещение через зону в целом. По опыту исследований в зоне разломов Сан-Андреас, полученные значения возрастают на величину от 40 (Bonilla, 1970) до 200% (см. раздел II, гл. 3). Увеличение только на 40% для Таласо-Ферганского и Джунгарского разломов дают величину скорости 5–6 мм/год. Во-вторых, нужно суммировать горизонтальные движения по однонаправленным с правосторонним смещением сдвигам, более крупным в пределах Восточного Тянь-Шаня и Южного Казахстана, меньшего масштаба в Западном Тянь-Шане. Суммарную скорость регионального субмеридионального сжатия в последние миллионы лет можно принимать около 1 см/год, считая ее скорее минимальной.

Полученные значения можно сопоставить со значениями, определенными другими методами. Так, методом "распрямления" предорогенной поверхности выравнивания Среднеазиатского орогена (Чедия, Уткина, 1975) получены величины субмеридионального сжатия 20–24 км, что примерно соответствует средней скорости 1 мм/год. При этом, однако, рассматривается только центральная часть орогена, но не принимаются во внимание смещения по сдвигам и, может быть не вполне, по надвигам. Другой способ "распрямления" земной коры (Уломов, 1974) до принятия ее подошвой субгоризонтального положения на уровне 40 км, как в начале периода активизации, дает сжатие за счет движения с юга примерно на 200 км. Тогда среднерасчетная скорость за последние 25–30 млн. лет может быть оценена в 0,7–1 см/год.

Таким образом, независимыми способами мы получаем один порядок величин средней скорости регионального субмеридионального сжатия – не менее 1 см/год для 5–10 млн. лет и около 1 см/год для 25–30 млн. лет. Согласование этих данных увеличится, если допустить нарастание скорости движений от начала неогена к плиоцену. Полученные величины меньше скорости движения к северу Индийского субконтинента (4–7 см/год) в течение 40 млн. лет по расчету возраста магнитных аномалий на дне Индийского океана в трактовке сторонников гипотезы тектоники плит (Le Pichon et al., 1973; Molnar, Tarponnier, 1975).

Как показано выше, современные и голоценовые вертикальные движения в горах Средней Азии имеют скорости порядка нескольких миллиметров в год, а в осевых частях хребтов, возможно, до 1–2 см/год. За эти пределы не выходят и известные значения скорости вертикальных смещений по отдельным разломам. Величина скорости воздымания Сиваликских холмов в предгорьях Гималаев в 1908–1947 гг. составляет 0,6 мм/год, а южный склон Гималаев в месте его пересечения Главным надвигом, по нивелировкам 1960–1961 и 1972–1973 гг., относительно подымается на 3–7 мм/год (Chugh, 1974). Среднерасчетные скорости поднятия гор Средней Азии за несколько десятков миллионов лет не превышают долей миллиметра в год, а за несколько миллионов лет – 1–5 мм/год. Именно такие величины получают для позднеплиоцен-четвертичных поднятий (1500 м)

←

Р и с. 74. Схема кинематики плит на поверхности Земли согласно концепции новой глобальной тектоники в сопоставлении с данными о голоценовых движениях.

Спрединг океанического дна и голоценовые движения на границах плит: 1–3 – основные структурные элементы литосферы (Новая глобальная тектоника, 1974): 1 – оси разрастания океанического дна и величины скорости расширения в среднем за последние 10 млн. лет, 2 – трансформные разломы, 3 – границы активного столкновения плит (субдукции); 4–7 – направленность и величины смещения на границах плит (за последние 5–10 тыс. лет по геологическим данным), см/год; 8 – то же, по астрономическим измерениям, сек/год; 4 – горизонтальное расширение; 5 – опускание в осевых частях рифтов относительно бортов; 6 – горизонтальное сокращение; 7 – сдвигание; 8 – вращение



в предгорьях Гималаев и для опускания в предгорном прогибе (1800–4500 м) по мощности четвертичных отложений.

В более западных частях Средиземноморского пояса среднерасчетные скорости поднятия за последние 1–3 млн. лет по геолого-геоморфологическим данным также не превышают 1–5 мм/год (см. ниже). Наибольшую за поздний плиоцен и четвертичный период (порядка 1–2 млн. лет) скорость тектонического прогибания можно оценить по мощности осадков во впадинах типа Южного Каспия, Предгиссарской, долины р. По в Ломбардии (а также калифорнийских), где прогибание, можно считать, было непрерывным и компенсированным. Отложения достигают здесь мощности 1,5 км (Хаин, 1964). Если учесть уплотнение осадков в низах разрезов примерно на 30%, и что их накопление шло не весь период, то среднерасчетная скорость накопления и соответственно погружения может быть оценена в 2–3 мм/год. Для отдельных погружающихся блоков (котловина Тирренского моря) вероятные значения скорости могут достигать 1 см/год. Это близко совпадает с величинами (Мещеряков, 1961б; Рихтер, 1965; Карта современных вертикальных движений..., 1973; Caputo et al., 1972) современных погружений в этих же районах по показаниям равномерных и геодезических измерений.

По всем данным разница максимальных величин скорости положительных и отрицательных вертикальных движений в пределах пояса в среднем за позднеплиоцен-четвертичный период составляет 1–10 мм/год, в настоящее время может достигать 1–2 см/год.

Рассмотрение немногочисленных данных по рифтовым зонам (см. раздел II, гл. 4) подтверждает расширение в их пределах верхних частей земной коры со скоростью в среднем за новейшее время не более первых миллиметров в год, а в последние десятилетия тысяч лет до 1–2 см/год, между тем вертикальные движения здесь в расчете на тот же промежуток времени на порядок меньше или соизмеримы с горизонтальными (см. табл. 16, рис. 57).

Перед тем как сделать выводы, подчеркнем еще раз, что: 1) горизонтальные движения измеряются как относительные, а вертикальные – нередко как абсолютные (по отношению к уровню моря); 2) мы стремились оперировать преимущественно минимальными значениями скорости горизонтальных и максимальными вертикальных движений, чтобы избежать переоценки значения горизонтальных движений.

Имеющиеся данные заставляют признать роль горизонтальных движений в современной и новейшей динамике земной коры весьма значительной (рис. 74, 75), большей, чем принималось до недавнего времени многими исследователями. Выдвинутое рядом исследователей (Wellman, 1969; Мещеряков, 1969; Artyushkov, Meshcherikov, 1971; Pavoni, 1971) положение о преобладании горизонтальных движений в позднекайнозойское и настоящее время нуждается в уточнении и конкретизации. В пределах Тихоокеанского подвижного пояса в течение всего рассматриваемого времени разделенные крупными сдвигами блоки действительно движутся на порядок быстрее в горизонтальном направлении, чем в вертикальном. В Средиземноморском и Центральноазиатском подвижных поясах горизонтальные и

←

**Р и с. 75. Современная кинематика плит на поверхности Земли по геофизическим данным и современные движения на континентах по геологическим и геодезическим материалам**

1–4 – современная кинематика плит (Le Pichon et al., 1973; дополнения для территории Сибири по А.Ф. Грачеву): 1 – расширение, 2 – поглощение (сжатие), 3 – трансформные перемещения, 4 – векторы сейсмических смещений, найденные по реализованным плоскостям смещения (направление относительного движения) и путем расчета сейсмического момента (модуль относительного смещения, см/год); 5–6 – современные движения во время сильных землетрясений на границах плит (максимальная величина смещений, по геолого-геоморфологическим данным, м); 5 – сдвиговые смещения по крупным разломам, 6 – смещения сбросового типа в грабенах; 7–13 – современные вековые движения по геодезическим и равномерным данным (7–11, см/год) и по астрономическим наблюдениям (12–13, сек/год): 7 – боковое перемещение, 8 – горизонтальное расширение, 9 – опускание в осевых частях рифтов относительно бортов, 10 – горизонтальное сокращение, 11 – сдвигание, 12 – вращение, 13 – удаление континентов

вертикальные движения по разломам соизмеримы или первые преобладают. То же, по-видимому, справедливо и применительно к региональным движениям земной коры этих поясов в областях сжатия. Среди современных сеймотектонических подвижек в подвижных поясах преобладают сдвиговые и надвиговые.

В пределах платформенных областей данные о горизонтальных движениях скудны; имеющиеся примеры (Криворожье, долина р. Эльбы, Индостан) показывают, что местами они могут по величине и скорости превышать вертикальные.

В областях рифтогенеза на суше голоценовые и современные (?) движения подтверждают продолжающееся поперечное расширение, интенсивность которого равна или больше интенсивности вертикальных движений бортов рифтов относительно их дна.

Сопоставление данных о направленности и скорости голоценовых и современных движений по геологическим, геоморфологическим и геодезическим данным с данными геофизическими о скорости разрастания океанического дна за последние миллионы лет и сейсмологическими о современных сеймотектонических подвижках в областях сжатия и расширения (см. рис. 75) не обнаруживает противоречий; скорее, они могут считаться в общем согласующимися.

Отмеченные положения не противоречат выявлению независимыми тектонофизическими методами как вертикальных, так и горизонтальных наибольших сжимающих усилий в земной коре в разные промежутки времени, в том числе в кайнозое (Гзовский, 1970, 1975). Однако, располагая неподтвержденными астрономическими расчетами (см. раздел II, гл. 3) и не зная преобладающих механизмов деформирования земной коры, рискованно было бы по имеющимся данным о скорости движений на поверхности судить о преобладании горизонтальных или вертикальных современных движений земной коры в глобальном масштабе и на уровне мегаструктур.

### Глава 3

#### ОСОБЕННОСТИ ХОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ. ОБЪЯСНЕНИЕ ПАРАДОКСА СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

**Постановка вопроса.** Одним из основных вопросов, возникающих при геологической интерпретации данных о современных движениях, является вопрос о соответствии порядков величин скорости и градиента скорости измеряемых современных движений величинам за геологические отрезки времени. Это несоответствие, отмеченное Г. Штилле (1957) и известное как "парадокс скоростей" (Магницкий, и др., 1973), тем больше, чем древнее рассматриваемые движения и чем больше интервал времени, использованный для расчета. Г. Штилле объясняет парадокс скоростей существованием фаз усиления тектонических движений, однако большинство геологов относит это явление за счет колебательного знакопеременного характера движений с разной периодичностью и амплитудами (Белоусов, 1954; Николаев, 1962; Мещеряков, 1963, 1965; Гзовский, 1963, 1970; Гзовский и др., 1958; Магницкий, 1965; Рихтер, 1965; Гзовский, Никонов, 1968; 1969, 1973; Артюшков, 1969; Pavoni, 1971; Лилиенберг и др., 1972; Костенко, 1972; Гофштейн, 1973б; Хаин, 1973; Belousov et al., 1974).

М.В. Гзовский (1963, 1964) и Ю.А. Мещеряков (1965) вывели эмпирическое правило, согласно которому средняя величина скорости и градиента скорости сильно зависит от продолжительности времени осреднения, показывая уменьшение в 2 раза при увеличении времени осреднения в 10 раз. Ю.А. Мещеряков (1963) поставил вопрос о выделении периода вековых колебаний тектонической природы; наименьшим он полагал период сначала 600–700 лет (1963), а затем 50–100 лет (1965), т.е. принимал вековые движения достаточно устойчивыми во времени даже в орогенных областях.

Ю.А. Мещеряков (1963, 1965; Artyushkov, Mescherikov, 1971), В.А. Магницкий с соавторами (Магницкий, 1965; Калашникова и др., 1972) обнаружили волны

относительных поднятий и опусканий в платформенных (Северо-Американская, в меньшей степени Восточно-Европейская платформы) областях длиной 600–800, 460, 190 и 150–160 км и в подвижной области (Японские острова) длиной 180–250 км и меньше. Длины волн соизмеримы с размерами крупных структурных элементов земной коры, а также морфоструктур соответствующих областей. На этом основании делается вывод об их внутриземном тектоническом происхождении (Лиллиенберг и др., 1972; Калашникова и др., 1972).

Наряду с признанием колебательного характера движений фактический материал и расчеты приводят некоторых авторов к признанию ускорения движений на неотектоническом этапе, а также на рубеже плиоцена и четвертичного времени (Николаев, 1972; Костенко, 1972; Хаин, 1973). В целом "вопрос о темпе и периодичности тектонических движений представляется в тектонике наименее определенным" (Косыгин, 1969, стр. 537).

Остановимся на следующих главных вопросах: 1) имеет ли место ускорение движений на протяжении новейшего времени? 2) выделяются ли в течение новейшего этапа периоды ускорения движений, какой продолжительности и масштаба? 3) доказывается ли колебательный характер движений? и, наконец, 4) какова возможная природа парадокса скоростей? Каждый из этих вопросов может относиться как к вертикальным, так и к горизонтальным движениям. Последовательное рассмотрение их включает оценку роли денудации при расчете величин скорости поднятия, рассмотрение построенных автором новых графиков зависимости величин скорости от времени осреднения и возраста, выявление позднейших фаз тектонической активности, обсуждение возможной природы колебательных движений с периодом годы – десятилетия.

**Оценка роли денудации при расчетах скорости поднятий.** При обосновании колебательного характера современных и более древних движений среди прочих доказательств обычно используют доказательство от противного, предположительно распространяя скорости измеряемых в настоящее время движений на геологически значимые отрезки времени. Тривиальным стал пример с Украинским щитом, на месте которого только за четвертичный период должны были бы воздвигнуться горы высотой до 5 км, если бы скорость современного поднятия (5 мм/год) оставалась неизменной. Однако, как правильно отметили Ю.А. Мещеряков (1965) и В.А. Магницкий (1965), чтобы этот путь доказательств был обоснованным, необходимо учитывать величину и скорость плоскостной денудации. Оценки скорости плоскостного смыва производились разными авторами (см. обзоры: Мещеряков, 1965; Герасимов, 1973; Бондарев, 1974). Из табл. 21, 22, где приведены обобщенные автором данные, можно видеть, что средние скорости денудации на равнинах составляют около 0,03 мм/год, а в горах Монголии, Тянь-Шаня, Кавказа, Альп – 0,2–0,45 мм/год. Вполне сходные величины (0,18–0,45 мм/год) даны Ж. Корбелем для гор Средиземноморья, Калифорнии и средневысотных океанических гор (Бондарев, 1974, табл. 29). В целом в пределах крупных морфоструктур скорость современной площадной денудации (сотые – десятые доли миллиметра в год) на 1–2 порядка меньше скорости врезания русел рек (первые миллиметры в год).

В данном случае нет необходимости рассматривать проблему и величины денудации в глобальном масштабе и принимать увеличенные значения денудации (Герасимов, 1973). Наоборот, при рассмотрении величин денудации в пределах крупных горных морфоструктур необходимо учитывать несколько уменьшающих расчетные величины факторов. Во-первых, интенсивность денудации рассчитана на горизонтальную площадь, сильно отличающуюся в меньшую сторону от реальной поверхности в горах. Во-вторых, скорость срезания поверхности, рассчитанная для годовых периодов, заведомо больше осредненной за тысячелетия скорости. Например, за последние 70–100 тыс. лет скорость денудации на северном склоне Терской Алатау оценивается всего лишь 0,006–0,013 мм/год (Бондарев, 1970). Наконец, необходимо учитывать, что при используемых способах оценки скорости площадной денудации включают и собственно глубинную (руслую), весьма интенсивную в горах, эрозию. С учетом изложенного следует признать реальные величины скорости плоскостной денудации еще меньшими, чем приведенные выше. Резко

Таблица 21

Сравнительная интенсивность площадной денудации и глубинной эрозии в разных морфологических областях (составлена с использованием данных Л.Г. Бондарева, А.В. Волина, С.С. Воскресенского, Г.И. Габриеляна, М.И. Ивероновой, Н.Г. Кузнецова, Г.В. Лопатина, А.Е. Мальцева, А.А. Никонова, Е.Я. Рандман, В.А. Растворовой, В.Л. Шульца и др.)

Морфоструктурная область		Скорость площадной денудации за годы-десятилетия, мм/год	Скорость врезания рек за тысячи-десяти тысяч лет, мм/год		
			по опубликованным другим исследователями данным	по расчетам автора	
Области интенсивных новейших поднятий и орогенеза	Кавказ	Большой Кавказ	0,45; 0,09-0,14; 0,25 + 1,0	5 - 15	0,5 - 1,0
		Малый Кавказ	0,14; 0,05		
		Дагестан	0,75; 1 - 2		
		В целом	0,20		
	Тянь-Шань	Зайлийский Алатау	0,28 - 0,30		0,5 - 1,5
		Кунгей Алатау		- 12,5	
		Терской Алатау и Западное Прииссыккулье	0,016 - 0,073; 0,01 - 0,03; 0,008 - 0,02; 0,08		1 - 3
		Ферганский хр.	0,124 - 0,246	10	2,5 - 3 (7)
		Туркестанский хр.	0,001 - 0,005		1 - 3
		Гиссарский хр. и хр. Петра I	1,16	5 - 25	1,5 - 6
		В целом	0,26	5 - 25	0,5 - 7
Возрожденные глыбовые горы	Нагорье Северной Монголии	0,002 - 0,009 (0,01 - 0,025)		0,3 - 0,8	
Равнинные области	Туранская платформа	Туранская низменность (среднее течение Амуцарья)		0,5	
		Казахский шит (Прибалхашье)			0,05 - 0,2
	Восточно-Европейская платформа	Верхневолжская равнина	0,006 - 0,012	0,5 - 0,6	0,4 - 0,7
		Южное Предуралье	0,017 - 0,035		0,5 - 0,7
		Приднестровская возвышенность	0,014 - 0,054		0,1 - 0,35
		Среднерусская возвышенность	0,004 - 0,007 (0,05 - 0,09)		0,1 - 0,2
	В целом			0,1 - 0,7	

Примечание: цифры в скобках означают максимальные известные величины.

повышенная скорость плоскостного смыва (до первых миллиметров в год) является исключением и связана с развитием в бассейнах отдельных рек особо податливых к размыву мезокайнозойских глинистых пород, наличием крутых голых склонов, обильными ливнями и другими благоприятными факторами (бассейн р. Самур в Дагестане, бассейн р. Вахш на границе Памира и Тянь-Шаня, влажные горы Юго-Западной Японии).

Мы видим, что и в платформенных, и в орогенных областях скорость современной плоскостной денудации в пределах крупных морфоструктур не менее чем на 1-2 порядка меньше величин скорости современных движений. Этот вывод,

по-видимому, можно экстраполировать и в глубь геологического времени, во всяком случае на фазы и эпохи тектонической активизации. Вероятно, средние скорости денудации также имеют тенденцию уменьшаться с увеличением времени осреднения. Иначе при современной скорости плоскостной денудации в горах 0,2–0,5 мм/год за последние 10 млн. лет пришлось бы допустить снос слоя пород толщиной 2–5 км, а за 30 млн. лет – 6–15 км, что противоречит всем известным геологическим и геоморфологическим фактам.

Таким образом, возможные поправки за денудацию надо признать столь малыми, что они не могут повлиять на эффективность рассматриваемого способа выявления современных и более древних колебательных движений в платформенных и большинстве подвижных областей.

**Зависимость расчетных величин скорости от времени осреднения и возраста.** По систематизированным выше, а также опубликованным материалам (Николаев, 1962; Мещеряков, 1965; Vertical..., 1974) нами составлен новый график зависимости измеренных и расчетных величин средней скорости вертикальных движений от времени осреднения и возраста (рис. 76,а). Как и на существующем варианте графика (Гзовский, 1963), на новом графике сохраняется основная закономерность – уменьшение величин скорости по мере увеличения времени осреднения, но обнаруживаются следующие дополнительные особенности: 1) области проявления гляциоизостазии на месте ледниковых покровов последнего оледенения выделяются возрастанием скорости в пределах десятков тысяч лет независимо от времени

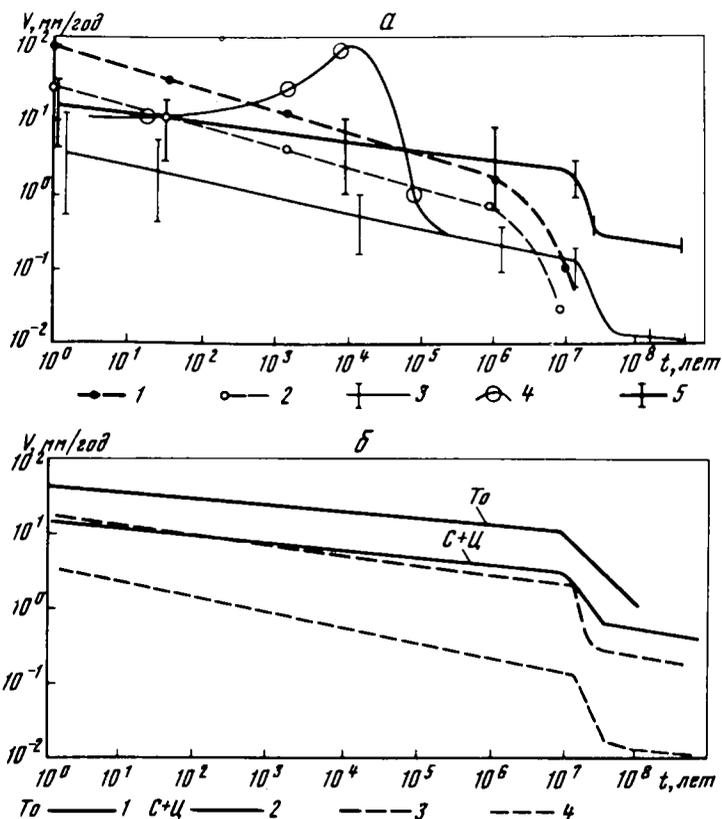
Т а б л и ц а 22

**Сравнительная интенсивность площадной денудации, глубинной эрозии и современных вертикальных движений земной коры в орогенных областях**  
Использованы данные Л.Г. Бондарева, А.В. Волина, Г.И. Габриеляна, М.И. Ивероновой, Д.А. Лилиенберга, В.А. Матцковой, А.А. Никонова, А.К. Певнева, В.М. Сигалова, Е.А. Финько, В.Л. Шultzа; Yoshikawa, 1974; Jeanrichard, 1975 и др.)

Горная страна	Скорость суммарной денудации (площадного сноса) в расчете на горизонтальную проекцию площади (мм/год) за годы-десятилетия		Скорость глубинной эрозии (вреза) рек (мм/год) за тысячи-десятки тысяч лет	Скорость современных вертикальных движений земной коры (мм/год) за годы-десятилетия	
Альпы	0,57 0,3		0,5–1,5 (?)	1–2	
Кавказ	Большой Кавказ	0,45	0,09–0,14; 0,25–1,0	0,3–1,0	≥4–12
	Малый Кавказ	0,14			2–4
	Дагестан		0,75	≥1–2 0,20	2–12
Тянь-Шань	Занлийский Алатау	0,28–0,30		0,5–1,5	2,0 ÷ 3,6
	Кунгей Алатау				– (2–4) ?
	Терской Алатау и Зап. Прииссык-кулье	0,016–0,073 0,008–0,02		1–3 1,1	3–4
	Ферганский хр.	0,124		2,5–3 (до 7)	4–12*
	Гиссарский хр. и хр. Петра 1	1,16		1,5–6 (4–40**)	2–16
Горы Японии	0,01–1,0		0,66–1,8	0,5–2,2	

\* Северные предгорья Тянь-Шаня; сочленение Таласского Алатау и Каратау.

\*\* Мелкие реки в пределах активно воздымающегося блока.



Р и с. 76. Зависимость расчетной скорости движений от периода осреднения и возраста

*a* — вертикальные движения по М.В. Гзовскому: 1 — для высокоподвижных областей, 2 — для малоподвижных областей; по А.А. Никонову: 3 — для платформенных областей, 4 — для областей недавнего покровного оледенения на платформах, 5 — для подвижных поясов; *б* — вертикальные и горизонтальные движения: 1 — для сдвигов в Тихоокеанском подвижном поясе, 2 — то же, в Средиземноморском и Центральноазиатском подвижных поясах, 3 — для вертикальных движений в подвижных поясах, 4 — то же, в платформенных областях

осреднения; 2) осредненные скорости резко возрастают в позднем кайнозое (30–15 млн. лет назад) по сравнению с предшествующим временем, что можно считать отражением действительного увеличения тектонической подвижности на этапе новейшей активизации. В целом уменьшение значений скорости с увеличением времени осреднения оказывается меньшим (см. рис. 76, *a*), чем на графике М.В. Гзовского (1963); 3) значения скорости на платформах и в подвижных поясах, перекрещивающиеся при коротком времени осреднения, расходятся по мере увеличения времени осреднения за счет более резкого падения осредненных величин скорости движения на платформах; 4) полученные пределы значений скорости движений для каждого периода осреднения допускают существование колебаний скорости внутри каждого периода осреднения.

Следовательно, имеющиеся материалы вполне допускают зависимость изменения расчетной скорости вертикальных движений и от неравномерности фактической скорости в геологическом масштабе времени, и от колебательного характера современных движений.

Нами сделана также попытка составить аналогичный график для горизонтальных движений в пределах подвижных поясов (рис. 76, *б*). На рис. 73, 76, *б* показаны только движения по сдвигам, причем именно в зонах сдвигов, а не по отдельным разломам со сдвиговой компонентой. На рис. 76, *б* сопоставлены сводные графики осреднения для вертикальных и горизонтальных движений. Собранный материал позволяет выдвинуть следующие положения.

1. Для горизонтальной составляющей движений в пределах зон сдвигов и надвигов, как и для вертикальных региональных движений в целом, характерно уменьшение расчетных величин скорости по мере увеличения времени осреднения и удаления в глубь геологического времени, однако для большинства крупных зон сдвигов и некоторых крупных надвигов (Главный пограничный надвиг Гималаев) в течение последних 10–20 млн. лет изменения не достигают десятичного порядка.

2. Для большинства известных надвигов средняя линия изменения расчетной скорости по уровню и наклону близка к таковой для региональных вертикальных движений, в отличие от средней линии для сдвигов, которая показывает на порядок большие скорости и гораздо меньшее их изменение в течение последних 10–20 млн. лет.

3. Резкое возрастание скорости изученных горизонтальных, как и вертикальных, движений приходится на период 30–10 млн. лет, что, видимо, надо рассматривать как подтверждение общей резкой активизации тектонических движений в этот период.

4. Продольные по отношению к главным тектоническим структурам сдвиги обнаруживают скорость на 0,5–1 порядок большую (сантиметры в год), а ее сокращение по мере увеличения времени осреднения меньше, чем сдвиги секущие и поперечные.

Отмеченные признаки в согласии с непосредственными геологическими наблюдениями соответствуют представлению об однонаправленном, хотя и неравномерном, характере сдвиговых перемещений. Увеличение наклона осредняющих линий последовательно для сдвигов, надвигов и вертикальных движений, вероятно, отражает последовательно увеличение роли колебательных движений с периодом в годы-десятилетия в соответствующих видах движений.

**Фазы тектонической активности в плиоцене и плейстоцене.** Применительно к платформенным областям Ю.А. Мещеряков (1965) показал циклический характер движений в мезокайнозой, выявил циклы (этапы) тектонической активности в миоцене, позднем плиоцене и плейстоцене, без линейного роста поднятий от цикла к циклу. Аналогичные этапы развития присущи области слабого горообразования на герцинском фундаменте – Уралу (Мещеряков, 1965) и докембрийскому Балтийскому щиту (Никонов, 1967, 1968). Допуская сравнительно короткие ( $10^3$ – $10^5$  лет) ритмы тектонических движений, Ю.А. Мещеряков особенно подчеркивал существование длительных ( $10^6$  и более), более или менее одновременных ритмов эпейрогенических колебательных движений, охватывающих площади платформенных равнин и более крупные сегменты земной коры.

В областях горообразования проблема более сложна и запутана. Существуют две концепции. Согласно одной из них, опирающейся главным образом на материал по Среднеазиатскому орогену (Попов, Резанов, 1955; Гзовский и др., 1958; Ранцман, 1959; Лоскутов, 1969; Несмеянов, 1971; Тетюхин, 1971; Чедия, 1972; Чигарев, 1971; Белоусов, 1973), происходит последовательное нарастание интенсивности (скорости и градиента скорости) вертикальных движений с конца палеогена (скорость 0,01–0,1 мм/год) до настоящего времени (скорость 7–10 мм/год). Отмечается также резкое (на порядок) увеличение скорости в четвертичном периоде. Эта "антропоцентрическая" точка зрения предполагает время, в которое мы живем, исключительным по активности в течение по крайней мере последних 30 млн. лет, хотя некоторые приверженцы этой концепции не отрицают значительных колебаний интенсивности движений в рамках четвертичного периода, выделяя, в частности, среднеплейстоценовый период активности. Другая концепция, идущая от работ А.Р. Бурачека (1934) и разрабатываемая автором (Никонов, 1970а, 1972а и др.), заключается в признании нескольких фаз усиления тектонической активности в Среднеазиатской орогенной области (1,5–1; 0,6–0,3 млн. лет и примерно от 0,15 млн. лет до настоящего времени). Близкие по возрасту фазы выделяются и в других орогенных поясах (Штилле, 1964; Тектоника Европы, 1964; Гансер, 1967; Воскресенский, 1968; Vousquet, Gueremy, 1968; 1969; Марушвили, 1970). Принимая точку зрения о чередовании фаз усиления и ослабления тектонической активности в течение плиоцена и четвертичного периода и исходя из полученной для Среднеази-

атского орогена продолжительности фаз активности, мы признаем, что периоды повышенной тектонической активности занимали около  $1/3-1/2$  времени из последнего миллиона лет и менее  $2/3$  времени из последних 1,5–5 млн. лет. Настоящий период повышенной тектонической активности продолжительностью 50–150 тыс. лет выделяется главным образом по характеру врезов рек в разных тектонических областях в пределах СССР (см. ранее) и за рубежом (Lensen, 1974).

В пределах этого периода с равномерной в среднем активностью (судя по равномерному врезанию рек; см. рис. 36) геолого-геоморфологическими исследованиями в подвижных областях обнаруживаются периоды активности продолжительностью в десятки тысяч лет – тысячи лет (см. раздел II, гл. 2 и 3). Сходные "рывки" в поднятиях предполагаются и для платформ (Былинская, 1974). Данных об их синхронности даже только в пределах крупных геоструктур в настоящее время не имеется. Если говорить об отдельных зонах разломов, в том числе сейсмогенных (см. раздел II, гл. 2), то имеются факты миграции активности вдоль них в течение среднего-позднего плейстоцена и голоцена. Эти периоды, имеющие характер тектонических (и сейсмических; см. следующую главу) импульсов, проявляются и в горизонтальных, и в вертикальных движениях и соответственно отражены (погребены) в геологических разрезах и прерывистых элементах рельефа, в том числе сеймотектонических дислокациях. Более короткие (годы – десятки лет) сеймотектонические импульсы известны и на платформах и в подвижных областях. *Имеющийся по плиоцен-четвертичному, в том числе голоценовым и современным движениям материал, с нашей точки зрения, лучше всего укладывается в представления о прерывисто-непрерывном протекании тектонических процессов* (Хаин, 1964; 1973; Косыгин, 1969). Периодическое усиление эпейрогенических, складчатых и разрывных движений происходит в фазы длительностью от нескольких тысяч до 1 – 2 млн. лет на фоне постоянных более слабых движений. Варианты физического объяснения чередования периодов покоя и активных движений земной коры (с изменением знака движений в периоды тысячелетий) даны при допущении воздействия горизонтальных движений в астеносфере на неровную подошву литосферы (Магницкий и др., 1973) или горизонтального смещения литосферы относительно неровной астеносферы (Menard, 1973).

**Возможная природа колебаний с периодами в годы – десятилетия.** В настоящее время невозможно отрицать колебательный характер региональных вертикальных движений с периодом в несколько десятков (или сотен) лет, т.е. смену знака движений в приповерхностных частях земной коры, так как это доказывается повторным нивелированием по ряду линий и участков, а также наблюдениями на берегах морей и океанов (Белюсов, 1954; Рихтер, 1965; Желнин, 1965; Сомов, 1972; Панкрушин, 1973; Матцова, 1973; Гофштейн, 1973; Гзовский, Никонов, 1973). Региональные волны поднятий и опусканий выявляются и путем спектрального анализа (Магницкий, 1965; Калашникова и др., 1972; Калинин и др., 1975).

Однако до сих пор не обращено внимание на другую важную часть проблемы, а именно *периодичность и знакопеременность движений по разломам*. Выше мы показали на основе геодезических материалов, что в пределах Балтийского щита, местами на Восточно-Европейской платформе в подвижной области Средней Азии имеются примеры ежегодных или многолетних колебательных (возвратно-поступательных) вертикальных смещений по разломам. Колебания установлены повторными нивелированиями также в рифтовых зонах на ограничивающих Рейнский грабен разломах (Живая тектоника, 1957), на разломах Исландии (Tryggvason, 1974), на разломах Восточно-Европейской платформы в пределах Эстонии (Желнин, 1965), Волго-Уральской области, Днепровско-Донецкой впадины (Донабедов, Сидоров, 1971) и в других местах. Часть этих разломов является безамплитудными, т.е. "мертвыми" в новейшее и настоящее время. Такое явление весьма надежно выявлено В.Г. Рихтером (1965) по равномерным наблюдениям на парных постах на противоположных крыльях разломов на Балтийском щите вблизи городов Стокгольм и Хельсинки, в Альпийском подвижном поясе вблизи Неаполя и на Каспии. Колебания в течение нескольких лет достигали нескольких сантиметров в год, а суммарные смещения за десятилетия – всего 0,1–0,5 мм/год. Аналогичные мате-

риалы получены с помощью наклономерных наблюдений в зонах отдельных разломов на платформе (Баленко, Кутный, 1973), в Альпийском поясе (Caloi, Miganì, 1972) и в Среднеазиатском орогене (Латынина и др., 1968; Широков и др., 1969; Багмет, 1970; Гисс и др., 1973), где они коррелируются с изменениями гидрометеорологических условий. Такие же явления обратимых смещений со скоростью до 4–6 мм/год (возможно, в связи с землетрясениями) известны на некоторых разломах Тихоокеанского пояса (Page, Lahr, 1971; Mackie, 1971) и Средиземноморского пояса (Karsz, Kafri, 1971, 1973).

Все это приводит к заключению, что земная кора может "дышать" по разломам, активным или пассивным, как в платформенных, так и в подвижных областях. Вопрос, по-видимому, должен состоять не в том, существуют ли рассматриваемые региональные и локальные колебания, а в том, являются ли они тектоническими. Ряд авторов объясняет высокочастотные (до 20–30 лет) колебания планетарно-космическими причинами, действующими через периодические изменения гидрометеорологических явлений (Мещеряков, 1963; Панкрушин, 1973) или коротко-периодическими нутационными движениями полюса (Рихтер, 1965). Последний автор признает высокочастотные колебания тектоническими; другие склонны относить к тектоническим только движения с периодом более 50 лет, не делая различия между движениями разных геотектонических областей (Мещеряков, 1965; Гофштейн, 1973).

Медленность и устойчивость развития физико-химических процессов в литосфере и мантии (Магницкий, 1965; Артюшков, 1969) не позволяют относить короткопериодические колебания (менее  $10^4$  лет) за счет гравитационной конвекции, дифференциации вещества, фазовых переходов или термодинамических эффектов, т.е. приписывать им внутриземную природу.

С точки зрения автора, *нет необходимости привлекать для объяснения волнового и знакопеременного характера современных движений причины не только глубинного, но и вообще тектонического характера*. Как мы пытались показать в разделе II (гл.4), *нет препятствий для объяснения этих движений разного периода колебаниями гидрогеологического (флюидного) и гидрометеорологического режима*, отражающимися на вертикальных перемещениях водосодержащей осадочной оболочки земной коры. Влияние гидрогеологического режима сказывается в первую очередь в платформенных областях, где подземные бассейны обширны, многоэтажны и имеют более длительные периоды циркуляции вод. Поскольку распределение и динамика подземных вод определяются в значительной степени, прямо или косвенно, тектоническими структурами, нет ничего удивительного в "унаследованности" современных движений (Мещеряков, 1963, 1965, 1969; Лилиенберг и др., 1972) и согласовании современных движений со структурами, через которые как раз и проявляются колебания уровня (и давления) подземных вод. С этой точки зрения не удивительно также, что, например, в пределах Восточно-Европейской платформы выступы фундамента характеризуются более устойчивым режимом поднятий, чем впадины (Мещеряков, 1963), а площади поднятий более дифференцированы, чем опусканий (Гофштейн, 1975), поскольку именно во впадинах сосредоточены большие количества подземных вод, здесь они более равномерно распределены и их режим более динамичен. Возможно, с цикличностью циркуляции подземных вод и изменениями ее скорости связаны выявленные геофизиками волны поднятий и опусканий. Понятна также высокая подвижность и знакопеременный характер движений по зонам разломов, поскольку именно они обладают меньшей плотностью и большей пористостью (Донабедов и др., 1972) и являются флюидопроводящими каналами вертикального дренажа в земной коре, т.е. содержат как бы смазку, облегчающую подвижность разделяемых ими блоков земной коры или крыльев разломов. Факты связи выбросов подземных газов с разломами и современными движениями по ним (Вереди, Юрченко, 1968; Вереди и др., 1972), а также наибольших колебаний уровня подземных вод вблизи разломов вполне подтверждают этот тезис.

Предлагаемая гипотеза не требует отрицания тектонической природы современных знакопеременных движений в орогенных и вообще подвижных областях

в связи с вулканическими и сейсмическими (в основе тектоническими) процессами, впрочем, проявляющихся чаще локально, чем регионально, и скорее импульсно, чем в виде плавных колебаний. Однако неправомерно использовать данные о знакопеременном характере голоценовых и современных движений в сейсмически и вулканически активных участках подвижных поясов (пример храма Сераписа в Италии) для доказательства колебательного характера движений вообще (Белоусов, 1954; Мещеряков, 1963; Рихтер, 1965; Belousov et al., 1974 и др.).

Снимая необходимость признания тектонической обусловленности знакопеременного характера современных движений с периодом в несколько десятков лет или столетий (во всяком случае для платформ)<sup>1</sup>, мы получаем новое подтверждение известных положений о структурной обусловленности, унаследованности и направленности современного тектонического развития и возможности применения принципа актуализма при сопоставлении современных движений с более древними (Николаев, 1962; Мещеряков, 1963, 1969; Шульц, 1964; Рихтер, 1965; Гзовский, Никонов, 1973; Донабедов, Сидоров, 1973; Хаин, 1973).

Что касается горизонтальных движений по разломам, то их знакопеременность проявляется лишь на отдельных разломах (участках разломов) в связи с землетрясениями, но никакой периодичности и знакопеременности в связи с гидрометеорологическими и гидрогеологическими процессами не обнаруживается. В геологическом масштабе времени (тысячелетия и более) горизонтальные смещения по сдвигам, как показано выше, однонаправленны (см. рис. 53, 73) и в течение последних 10–20 млн. лет обнаруживают увеличение среднерасчетной скорости не более чем в несколько раз. Возможно, именно это увеличение и соответствует реальному ускорению тектонических движений в течение новейшего этапа. Если это так, то основную долю уменьшения среднерасчетных величин скорости вертикальных движений (и движений по надвигам) в течение последних 10–20 млн. лет логично отнести за счет именно знакопеременных с периодом годы – десятилетия движений нетектонической природы.

С точки зрения предлагаемой гипотезы, мы можем признать реальными скоростями медленных региональных тектонических движений в малоподвижных областях (за исключением областей проявления гляциоизостазии) скорости голоценовых движений, т.е. скорости порядка десятых или даже сотых долей миллиметра в год, но не миллиметры в год, как дают измерения современных движений.

В подвижных областях, особенно в активно растущих горных системах, фактически измеряемые скорости современных медленных движений порядка нескольких миллиметров в год можно считать в основном тектонически обусловленными. Точнее, они связаны с внутривлажными напряжениями. В пользу этого свидетельствуют фактические данные о величинах скорости движений в эпицентральных зонах в периоды до и после многих землетрясений и извержений (см. раздел II, гл. 2 и 3; раздел III), величины измеренных направленных (особенно при горизонтальных смещениях) движений по отдельным разломам, согласование величин скорости современных движений с оценками скорости голоценовых движений. Это находится также в согласии с представлением об ослабленном влиянии в горах (кроме предгорных и межгорных впадин) многолетних колебаний режима подземных вод из-за ускоренного водообмена и преобладания трещинных вод. Несложные ориентировочные подсчеты показывают, что при принятии характерной для настоящего времени – голоцена скорости движений, даже только для продолжительности фаз активности со среднего плиоцена (3 млн. лет), величины поднятий в горных странах оказываются в несколько раз (но не на 1–2 порядка) выше реальных. Если влияние денудации считать незначительным (см. выше), надо или признавать отрицательные движения между фазами, или считать фазы более короткими (например, за счет выделения промежуточных периодов стабилизации внутри более древних из выделенных фаз активности), или допускать несколько меньшие скорости для более ранних фаз. Возможно совместное влияние нескольких причин.

<sup>1</sup> Подобный вывод следует пока считать дискуссионным и требующим дополнительных исследований. – *Прим. ред.*

При любом варианте реальными тектоническими можно считать вертикальные движения со скоростью порядка миллиметров в год в подвижных областях (порядка 1–2 см/год в высокогорьях и в особо подвижных структурах) и долей миллиметра в год в платформенных областях (кроме областей и периодов гляциоизостатического воздействия). Известные для голоцена (а в горах и для современных движений) скорости, строго говоря, можно распространять не более чем на 100–120 тыс. лет в глубь геологического времени.

Удивительный факт близости измеряемых значений скорости региональных вертикальных движений на платформах и в подвижных областях (Мещеряков, 1963, 1965; Гзовский, Никонов, 1968; 1969), с нашей точки зрения, получает объяснение при признании современных измеряемых величин скорости обусловленными преимущественно знакопеременными флюидодинамическими движениями в осадочной оболочке на платформах и преимущественно глубинными (направленными) тектоническими в подвижных поясах.

Таким образом, мы приходим к выводу, что "парадокс скоростей"<sup>1</sup> в платформенных районах объясняется наличием высокочастотных колебаний нетектонической природы и проявлением относительно кратковременных (порядка сотен тысяч лет) фаз тектонической активности в течение последних нескольких миллионов лет. Первое положение при настоящем уровне знаний может считаться разумной гипотезой, требующей экспериментальной проверки, второе – обоснованным выводом. Для последних десятков миллионов лет существенное значение приобретают факты усиления интенсивности движений, по-видимому, в рамках цикла.

Наш вывод, основанный в значительной мере на геологических материалах, сделан до знакомства с работой группы авторов (Магницкий и др., 1973), которые пришли к логическим допущениям или кратковременности периодов проявления высоких скоростей (идея Г. Штилле) или частой смены знаков движений (идея В.В. Белоусова), каждое из которых встречает определенные затруднения. В нашем варианте объяснения "парадокса скоростей" нет затруднений в понимании унаследованности движений и связи с геофизическими полями, с одной стороны, и нет необходимости в объяснении быстрой смены знака или изменения скорости движений, как региональных, так и локальных, за счет быстрых глубинных перемещений или изменений вещества – с другой.

#### Глава 4

##### ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

За последнюю четверть века развития сейсмо тектоники серьезных успехов достигли различные способы оценки сейсмической опасности по геологическим и геоморфологическим данным: сейсмо структурный анализ (Б.А. Петрушевский, В.Н. Крестников, А.В. Горячев, П.Н. Николаев), метод выделения сейсмогенных зон разломов (И.Е. Губин, И.П. Герасимов), метод оценки контрастности движений по градиентам скорости (М.В. Гзовский), палеосейсмогеологический метод (В.П. Солоненко). Серьезные перспективы открыли тектонофизические работы (Гзовский, 1963, 1975), в которых намечено соотношение энергии землетрясений с современными тектоническими процессами и напряжениями в земной коре (по градиенту скорости движений) с учетом объема очаговой зоны (по длине разрывов), механизма современной деформации и механических свойств горных пород. Новые возможности появляются при использовании и статистической обработке комплекса геологических, геоморфологических и геофизических характеристик (Б.А. Борисов, В.И. Бунэ, В.И. Кейлис-Борок, Г.И. Рейснер и др.).

<sup>1</sup>Парадокс, о котором говорит автор, проще объяснить тем, что цифры, относящиеся к длительным периодам времени, отражают суммарный эффект движений разного знака. – Прим. ред.

Но и разработка сеймотектонических вопросов, особенно в динамическом аспекте, сохраняет большое значение. Изучение пространственно-временного хода голоценовых и современных движений и землетрясений может стать, хотя бы в силу соизмеримости времени и возможностей количественных динамических оценок и анализа, новым связующим звеном между сейсмологией и геотектоникой. В разработке этого аспекта сеймотектоники возможности геоморфологических и геологических методов, по глубокому убеждению автора, еще далеко не использованы. Принципиальные вопросы и некоторые возможности рассмотрены ниже.

**К вопросу об изменениях сейсмической активности от позднего плейстоцена к настоящему времени.** Основная трудность в данном вопросе состоит в получении надежных количественных характеристик сейсмичности в голоцене и более раннее время, хотя для отдельных районов это не является безнадежным. Косвенную помощь может оказать сопоставление с тектоническим режимом. Изложенные в данной работе материалы о ходе плиоцен-четвертичных, голоценовых и современных движений позволяют при решении вопроса о соотношении тектонического режима с землетрясениями присоединиться к высказанному представлению (Герасимов, 1954; Герасимов, Ранцман, 1964; Гзовский, 1957, 1975; Горшков, 1950, 1964). Оно заключается в признании, что тектонические движения долговременно направленные в пределах крупных структур и потому нет оснований сейсмический режим крупных регионов ставить в связь с изменениями регионального тектонического режима. Наше уточнение заключается в установлении равномерного хода тектонических движений в среднем в течение этапа позднеплейстоценовой и современной тектонической активизации во многих сейсмоактивных регионах. Это относится к движениям с преобладанием как вертикальной, так и горизонтальной составляющей.

Значительные направленные изменения скорости движений характерны, как мы видим, только для областей проявления гляциоизостазии. В этих областях не только региональные напряжения, но и их дифференциация в зонах разломов, а следовательно частота и интенсивность землетрясений в раннем голоцене, сразу после снятия ледниковой нагрузки были больше, чем в настоящее время. В таком понимании можно согласиться с выводом Н.И. Николаева (1967б) о былом более высоком, чем фиксируется ныне инструментально, уровне сейсмичности Восточно-Европейской платформы, в том числе Балтийского щита. То же может относиться и к областям горного оледенения (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Памир и др.).

Оснований для подобного вывода применительно к областям, не подвергавшимся последнему оледенению, мы не имеем.

Определение неизменности в среднем или тенденции изменений сейсмической активности может быть получено в сейсмически активных регионах по данным о сейсмодислокациях. В.К. Кучай (1971, 1972а) предложил выявлять эту тенденцию, определяя в конкретных участках Средней Азии максимальную интенсивность землетрясений прошлого по разновозрастным сейсмодислокациям в сравнении с сейсмодислокациями современных сильных землетрясений. Основной вывод этого автора состоит в том, что во многих местах Тянь-Шаня и на Памире происходит "постепенный спад максимального сейсмического воздействия, начиная по крайней мере с верхнечетвертичного времени до наших дней". В.К. Кучай использует не только сеймотектонические, но и сейсмогравитационные дислокации в предположении, что размеры их линейно связаны с магнитудой породивших их землетрясений. Сравнивая интенсивность палеоземлетрясений с интенсивностью современных, автор забывает, что при столь разном осреднении (десятки тысяч и тысячи лет, с одной стороны, и годы и десятилетия — с другой) расчетная частота землетрясений высшей интенсивности должна (или может) быть совершенно различной. Уже на этом основании главный вывод В.К. Кучая становится сомнительным, и в указанных масштабах он совсем теряет свое значение из-за пропуска ряда важных сейсмодислокаций, ненадежности или оплошность в определении возраста дислокаций, поскольку автор имел возможность

пользоваться лишь весьма схематической стратиграфо-геохронологической схемой четвертичных отложений Средней Азии.

Так, для опорного участка на северном склоне Киргизского хребта (около г. Фрунзе) В.К. Кучай по двум сейсмодислокациям (ступенчатые перекосы грунта и сейсмосрыв Иссык-Ата) получил снижение балльности от IX—X в позднечетвертичное время до VIII—IX баллов в позднем голоцене и в настоящее время. На рассматриваемом участке, помимо известного сейсмосрыва Иссык-Ата и сейсмотектонического рва Чон-курчак (Кучай, 1972а), нами обнаружены две системы сейсмотектонических рвов и срывов около с. Беловодское. Размеры трех систем сейсмотектонических разрывов и смещений по ним таковы, что согласно графикам (см. рис. 34) они должны считаться следами трех землетрясений  $7 < M \leq 7,7$ ,  $I = IX$  баллов. Все три системы, а также сорванная масса в Иссык-Ата, как показали наши специальные исследования, моложе террас 20–10-метровой высоты, т.е. заведомо не древнее среднего-позднего голоцена. Отсюда следует, что следы позднеплейстоценовых землетрясений на участке не обнаружены, а в голоцене здесь произошло несколько IX-балльных землетрясений. Иными словами, никакого закономерного спада максимально возможных землетрясений на данном участке фиксировать нельзя, и его нельзя исключать из областей максимальной сейсмической опасности.

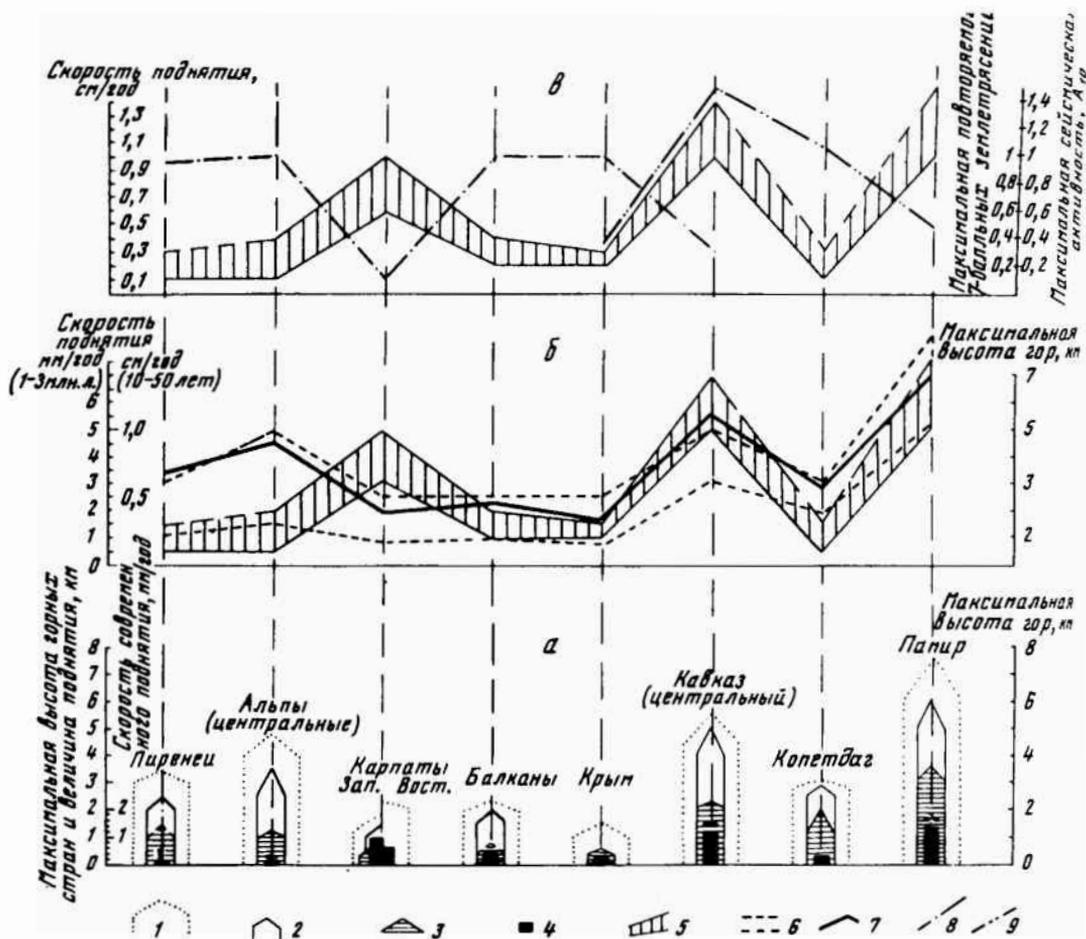
Среди лучше изученных районов Средней Азии только для Восточного Памира можно наметить уменьшение силы максимальных землетрясений от позднего плейстоцена к настоящему времени. Исключение составляет меридиональная зона со свежими дислокациями. Если изменение сейсмичности в этом районе действительно имело место, то в поисках его причин нам кажется естественным обратиться к дифференциации движений в позднем плейстоцене в связи с развитием и исчезновением на больших площадях Восточного Памира позднеплейстоценового последнего оледенения.

*В целом для сейсмогенной области Средней Азии мы не можем считать обоснованным положение о направленном изменении средней за тысячелетия региональной сейсмичности от позднего плейстоцена к настоящему времени. Аналогично дело обстоит в высокосейсмичных областях Калифорнии и Японии.*

**О соотношении современных движений и сейсмичности.** После того как было выяснено, что уровень сейсмичности не всегда прямо и однозначно связан с интенсивностью новейших тектонических движений (Петрушевский, 1955, 1968; Попов, Резанов, 1955; П.Н. Николаев, 1969), естественно, возникло представление о том, что он должен коррелироваться с интенсивностью более молодых — четвертичных, позднечетвертичных, голоценовых и, наконец, современных движений, соизмеримых во времени с интервалами регистрации землетрясений (Петрушевский, 1955; 1967; Горшков, 1961; Губин, 1960, 1974).

Действительно, в ряде мест Средней Азии было доказано соответствие участков распространения землетрясений большой силы (Северный Тянь-Шань) и их повышенной частоты (Памиро-Алай) зонам активных четвертичных, особенно позднечетвертичных и голоценовых, движений (Гзовский и др., 1958; Губин, 1960; Герасимов, Ранцман, 1964). До сих пор нередко принимается прямая зависимость между скоростью и (или) градиентом скорости вертикальных движений позднечетвертичного, голоценового или настоящего времени и сейсмической опасностью, а именно, чем выше скорость и градиент этих движений, тем сейсмическая опасность больше — выше максимальная активность и частота землетрясений (Губин, 1960, 1974; Арсланбеков, 1973).

Однако это положение не является всеобщим правилом или даже широко развитой закономерностью. Покажем это на примере горных стран Средиземноморского подвижного пояса, по которому, в отличие от Центральноазиатского, удалось собрать сопоставимые данные (рис. 77). На рис. 77, а приведены максимальные высоты горных стран с запада на восток, величины их поднятия за неотектонический этап (около 30 млн. лет), за поздний плиоцен и четвертичный период (3–1 млн. лет) и максимальные скорости современных (10–50 лет) движений относительно уровня моря. Для Копетдага и Памира имеются данные об отно-



Р и с. 77. Сопоставление величины и скорости поднятий с сейсмичностью для горных стран Средиземноморского подвижного пояса

а — высота гор, величина и скорость поднятия; б — высота гор и скорость поднятия; в — скорость поднятия и сейсмичность: 1 — максимальная высота горной страны; 2 — величина поднятия в новейшее время; 3 — величина поднятия за поздний плиоцен и четвертичное время; 4 — скорость современного поднятия относительно уровня моря по геодезическим данным; 5 — скорость современного поднятия; 6 — скорость поднятия за последние 1–3 млн. лет; 7 — линия максимальных высот гор; 8 — максимальная повторяемость VII-балльных землетрясений (Белоусов и др., 1968); 9 — максимальная сейсмическая активность  $A_{10}$  (Сейсмическое районирование СССР, 1968)

сительных, заведомо не максимальных, современных движениях; величины скорости заимствованы из ряда публикаций (Карта современных вертикальных движений..., 1973; Scott, 1937; Schaer, Jeanrichard, 1974; Jeanrichard, 1975; Горелов и др., 1973; Собакарь и др., 1975, и др.). Из рис. 77, а следует, что различные горные страны Средиземноморского подвижного пояса в течение последних десятилетий поднимаются с разной скоростью — от 1–4 до > 13 мм/год, причем величины скорости незаконномерно распределены вдоль пояса и не коррелируются с высотой горных стран. Увеличение скорости и контрастности поднятия с запада на восток (Лилиенберг и др., 1972; Гофштейн, 1975) выявляется только, если рассматривать некоторые из них — Карпаты, Кавказ, Памир.

На рис. 77, б в иной форме показано распределение максимальных величин скорости современных поднятий и среднерасчетных величин скорости поднятий за последние 3–1 млн. лет в сопоставлении с максимальными высотами горных стран. Среднерасчетные скорости за поздний плиоцен и четвертичный период на

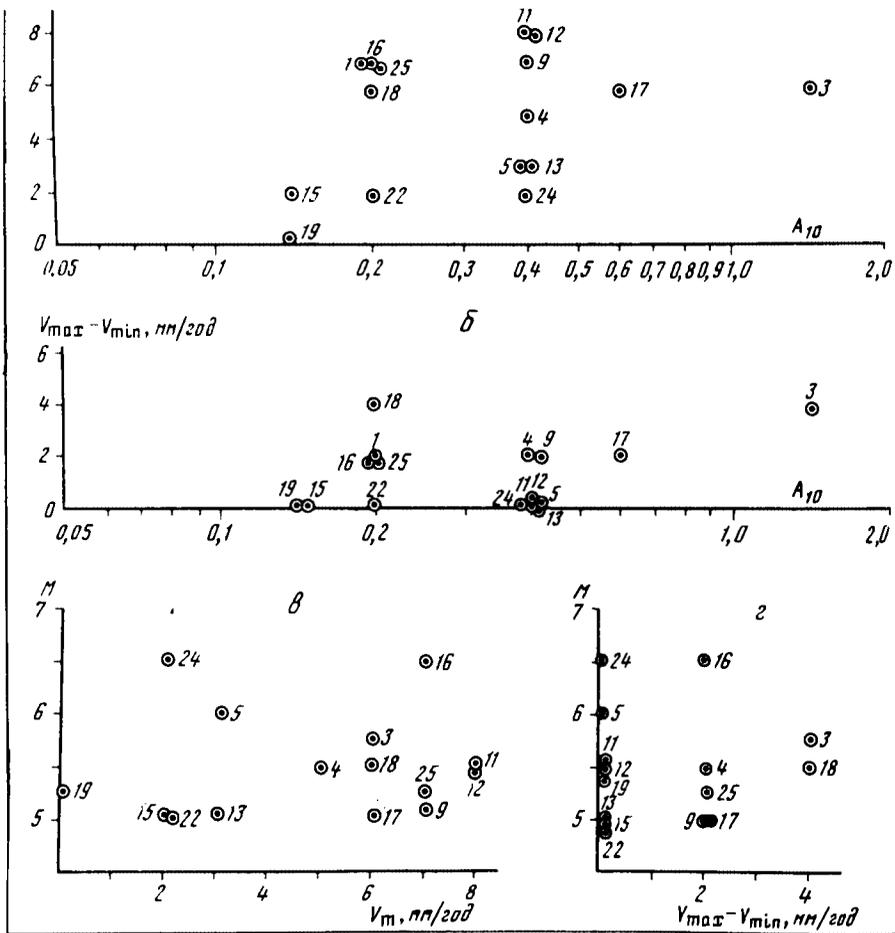
порядок меньше величин скорости современных движений; те и другие не пропорциональны, во всяком случае на западе; и именно распределение величин скорости за 3—1 млн. лет пропорционально высоте гор. Это ведет к представлению, что современная высота горных стран обусловлена в первую очередь движениями позднелицен-четвертичного времени, что и принимается многими геологами применительно к отдельным горным странам.

Наконец, на рис. 77, в дано сопоставление максимальных величин скорости современных вертикальных движений с характеристиками сейсмичности. Для гор Европейского континента использованы данные о сильных землетрясениях в виде изолиний повторяемости землетрясений на площади в 1000 км<sup>2</sup> в пересчете на VII-балльные;  $N_7 = 1/3 (0,5N_6 + N_7 + 3N_8)$  за 1901—1955 гг. (Белоусов и др., 1968). Для горных стран Азии индентичные показатели отсутствуют в литературе, поэтому для Копетдага и Памира использован показатель сейсмической активности  $A_{10}$ , характеризующий слабые землетрясения (Сейсмическое районирование СССР, 1968). При нанесении на график данных о сейсмичности нами использовались максимальные значения (как и значения скорости), поскольку фоновые значения для всех рассматриваемых стран близки. Сказанное не позволяет считать строгим сопоставление между собой восточных (в Азии) и западных (в Европе) частей пояса. Однако рассматриваемые по отдельности они явно обнаруживают обратную корреляцию между скоростью современного воздымания горной страны и ее сейсмической активностью. Вывод этот представляется принципиально важным, каково бы ни было объяснение этого явления (например, большей ролью пластических деформаций в более активно растущих горах или большей ролью горизонтальных усилий, т.е. иным механизмом деформирования). К сожалению, данных для сопоставления с горизонтальной составляющей движений и механизмами в очаге пока что недостаточно.

Из регионов с относительно большой статистикой землетрясений и одновременно наиболее обеспеченных данными по современным движениям выделяется Кавказ, на примере которого мы и попытались проверить более детально существование связи между интенсивностью современных движений и сейсмичностью. Для этого мы воспользовались сеймотектоническими каталогами Кавказа (Борисов и др., 1975), сопоставив графически (рис. 78) магнитуды известных (с конца прошлого века) землетрясений со средней скоростью за то же время современных движений и разницей экстремальных значений скорости в пределах соизмеримых с эпицентрными областями ячеек, т.е. градиентом скорости. Как видно на рис. 78, корреляция между этими показателями не выявляется.

Ранее было показано отсутствие во многих случаях прямой связи между уровнем сейсмичности и интенсивностью голоценовых и современных вертикальных движений, если судить по градиенту скорости (Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1974). Тем более *нельзя считать однозначными соотношения между измеренной на отдельных участках земной поверхности скоростью современных движений по разломам и сейсмической опасностью*, даже если не принимать во внимание знакопеременный характер вертикальных движений по ряду разломов из-за нетектонических причин. Так, например, асейсмичным является Сурхобский разлом возле Гарма в Таджикистане, где скорость современных и, вероятно, позднеголоценовых движений составляет до 11—16 мм/год; однако на Дарваз-Каракульском разломе без признаков крипа в последние 1000—2000 лет имеются свидетельства предшествующего сильного землетрясения. В зонах разломов Тихоокеанского подвижного пояса с преобладанием сдвиговой компоненты также хорошо известны разные соотношения между скоростью современных движений за годы—десятилетия и землетрясениями.

Рассмотрение ряда примеров по соотношению между землетрясениями и проявлениями современных движений на поверхности и результаты модельных экспериментов позволили М.В. Гзовскому выделить четыре типа движений по их отношению к сейсмичности: плейсто-, гипо-, крипто- и телесеismicкие (Гзовский, Никонов, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973; Гзовский и др., 1973; Gzovsky et al., 1974). Несомненно, что выделяемые типы движений сочетаются и взаимозаменя-



Р и с. 78. Сопоставление современных движений и сейсмичности Кавказа в пределах ячеек радиусом 15 км (Карта современных вертикальных движений..., 1973; Борисов и др., 1975)

а — скорости современных движений и сейсмическая активность  $A_{10}$ ; б — разница экстремальных значений скорости современных движений и сейсмическая активность  $A_{10}$ ; в — магнитуда сильных землетрясений и скорость современных движений; г — магнитуда сильных землетрясений и разность экстремальных значений скорости современных движений. Номера точек соответствуют номерам в сеймотектоническом каталоге (Борисов и др., 1975)

ются как по простираанию тектонических структур, так и с течением геологического и даже настоящего времени. Именно пространственная неравномерность движений в течение лет—столетий, отражающая изменения напряженного состояния на отдельных участках, представляет наибольшую трудность при оценке сейсмической опасности, что и заставляет уделить ей особое внимание.

Сеймотектонические импульсы и фазы движений в сейсмоактивных областях. По мере развития сеймотектоники становится все более ясным, что от представлений о пространственно-временной неравномерности (нередко понимаемой как отсутствие закономерности) тектонических движений и сейсмических проявлений следует переходить к выявлению закономерностей хода движений, региональных и по отдельным разломам, в связи с динамикой напряжений в земной коре и сейсмическими проявлениями. Доступные геологам и геоморфологам попытки найти такие закономерности могут основываться в первую очередь на выявлении сеймотектонических импульсов в пределах тысячелетий и столетий, а для геодезистов наиболее доступным является выявление хода и аномалий движений в течение периодов от десятилетий до часов, для геофизиков — от нескольких лет до минут.

Наиболее плодотворными могут быть совместные усилия многих специалистов по всем отмеченным (и даже более широким) диапазонам времени, но здесь, в соответствии со спецификой работы, внимание почти исключительно сосредоточено на динамике движений в течение периодов от первых тысячелетий до лет.

Выше уже приводились факты, пока еще не достаточные для уверенных обобщений, но уже далеко не единичные, в пользу периодической активизации движений, как вертикальных, так и горизонтальных, в геологически весьма короткие (десяtkи тысяч—тысячи лет) периоды в течение времени от среднего плейстоцена до настоящего времени. Для большинства таких случаев не удается доказать сейсмотектонический характер импульсов, т.е. возникновение в результате суммирования серии сейсмотектонических подвижек.

Иначе обстоит дело с сейсмическими подвижками, отраженными сейсмотектоническими дислокациями позднеплейстоценового, голоценового и настоящего времени. Весь мировой опыт (Горшков, 1950; Точер, 1961; Рихтер, 1963; Солоненко, 1970, 1974; Chinnary, 1969; Fujii, 1969; Bonilla, 1970; Pavoni, 1971; Ambraseys, 1963; Никонов, 1975в; см. также раздел II, гл. 1, 2; раздел III) учит, что при сильных землетрясениях возникают почти без исключения разрывы (унаследованные или новообразованные) и необратимые смещения по ним. Иными словами, *сейсмотектонические импульсы — это характернейший признак современных разрывных движений земной коры в сейсмоактивных областях*. Утверждая этот тезис, мы должны одновременно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, признание сейсмотектонических импульсов не отрицает постепенных смещений по разломам (крипа), которые могут развиваться как без землетрясений, так и перед ними и после них (подробно см. раздел II, гл. 2 и 3). Во-вторых, *конкретные размеры смещений (сейсмодислокаций) и порог магнитуды, за которым начинаются смещения, значительно отличаются в разных геоструктурных областях* (раздел II, гл. 2, рис. 35, а, б, табл. 10; гл. 3, рис. 42).

Убеждаясь в существовании современных сейсмотектонических импульсов, мы должны допустить реальность аналогичных импульсов и в геологическом прошлом. Исходя из принципа актуализма и имея в виду положение о продолжающемся последние примерно 100 тыс. лет периоде тектонической активности (см. предыдущую главу), мы вправе допускать существование аналогичных сейсмотектонических импульсов по крайней мере в голоцене и позднем плейстоцене. Действительно, во многих сейсмоактивных подвижных областях такие импульсы обнаруживают все в большем количестве в виде палеосейсмодислокаций и резких подвижек по разломам, которые, по аналогии с современными, относятся за счет исторических, голоценовых и позднеплейстоценовых землетрясений (Солоненко, 1962, 1970, 1974; Курдюков, 1953, 1956; Расцветаев, Трифонов, 1965; Буртман, 1965; Трифонов, 1971; Кучай, 1972а; Сейсмогенные структуры..., 1973; Никонов, 1974б, 1977а и б). В отдельных наиболее изученных районах (Средняя Азия, Калифорния) удается определить возраст сейсмодислокаций (импульсов) с точностью от первых десятков тысяч до нескольких сотен лет. При этом нередко еще остается вопрос, обязаны ли видимые в рельефе или зафиксированные в отложениях импульсные смещения единичным элементарным подвижкам или сериям таковых в рамках цикла сейсмической активности в течение периода от нескольких лет до первых тысяч лет.

Сейсмостатистические данные по разным частям мира и сейсмотектонические наблюдения в областях современных сильных<sup>1</sup> землетрясений в разных подвижных областях свидетельствуют о реальности существования той и другой разновидности. Известные графики Бениоффа (1961) демонстрируют периодичность (импульсность) высвобождения напряжений и деформаций в результате сильных коровых землетрясений Земли. Периоды повышенной сейсмической активности (10—30 лет) чередуются с периодами относительного покоя (10—40 лет) в пределах крупных геоструктурных областей, таких, как Рус-

<sup>1</sup> Речь идет о сильных землетрясениях, так как именно они ответственны за большую часть сейсмотектонических подвижек и высвобождение деформаций.

ская платформа, Карпатский и Кавказский мегантиклинорий и др. (Ананьин и др., 1973). Аналогичное явление установлено нами для северных частей Балтийского щита (см. раздел II, гл. 1). В Среднеазиатском сейсмически активном регионе известны периоды повышенной активности в 1885–1911 и 1946–1955 гг.

Имеются также примеры периодической сейсмотектонической активности по отдельным крупным зонам разломов. Так, в северной части зоны разломов Сан-Андреас повышенная активность и правостороннее смещение примерно на 10 м падают на 1836–1906 гг.; в зоне Северо-Анатолийских разломов серия сильных землетрясений с общей правосторонней подвижкой на 0,9–4,0 м развилась в 1939–1956 гг.; по разлому Чаман в Афганистане примерно пять землетрясений с левосторонними подвижками возникло с середины XVIII до конца XIX в., после чего более 80 лет длится период покоя; в Северо-Тяньшаньской зоне за 1885–1911 гг. произошло пять сильных землетрясений, а за последующие 60 с лишним лет – только одно.

Непрерывно-прерывистый характер сейсмотектонического процесса может заключаться в том, что при непрерывных и однонаправленных и равномерных региональных движениях напряжения в ряде зон и участков периодически превышают предел прочности, происходят импульсные подвижки, которые снимают напряжения в ограниченном объеме, но не изменяют продолжающийся процесс региональных движений. Так можно представлять крупные зональные (и может быть локальные) циклы накопления и разрядки напряжений (см. раздел II, гл. 3). Можно, однако, выделять и более ограниченные по времени и месту локальные циклы, главным образом в эпицентральных зонах землетрясений. С развитием повторного нивелирования, непрерывных геофизических и уровневых измерений в сейсмо- и вулканически активных районах намечается тенденция рассматривать медленные и быстрые движения как взаимосвязанные проявления непрерывного процесса накопления и разрядки напряжений в земной коре. На конкретном фактическом материале по современным движениям ряда сейсмоактивных районов Ю.А. Мещеряков (1968, 1973), в развитие схемы М.В. Гзовского (1963), выделил три типа современных движений, рассматриваемых во временном аспекте: медленные, вековые, проявляющиеся в течение длительного срока до землетрясения,  $\alpha$ ; движения-предвестники в период подготовки землетрясения,  $\beta$ , и подвижки, вызванные самим землетрясением,  $\gamma$ . Это подразделение вошло в отечественную литературу. Между тем в зарубежной литературе (Lensen, 1971; Scholz, 1972; Fujii, 1974) цикл движений земной коры в районах сильных землетрясений подразделяется на 4 или даже 7 фаз. Так, Шольц (Scholz, 1972) выделяет: 1) медленные длительные движения с постоянной скоростью, 2) более быстрые движения, начинающиеся от 10–20 лет до нескольких дней или часов перед землетрясением, 3) внезапные движения во время землетрясения и 4) быстрые движения в течение недель–месяцев после землетрясения. Считается, что эти фазы движений отражают цикл накопления упругих деформаций (1 и 2 фазы) и их снятия путем хрупкого разрушения и пластичного течения или перемещения по разломам (3 и 4 фазы). Поэтому задача выделения особенностей медленных движений и их изменения перед сильными землетрясениями, поставленная Г.А. Гамбурцевым в 1955 г., имеет реальный физический смысл и прогностическое значение.

## Глава 5

### ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ

В этой главе изложены возможности и некоторые обнадеживающие результаты новых способов оценки сейсмической опасности – интенсивности, места и особенно повторяемости или даже времени сильных землетрясений. Эти способы основаны на поисках закономерностей пространственно-временного хода

движений и деформаций в зонах разломов с точки зрения общих геологических закономерностей движений крупных блоков земной коры. Такой подход намечается лишь в последние годы, он находится в стадии разработки и еще не стал обязательной составной частью комплекса работ по сейсмическому районированию и программ исследований по проблеме прогноза землетрясений. Все сказанное ниже не следует рассматривать как отрицание или умаление, но только как развитие и дополнение к традиционным сейсмотектоническим методам оценки сейсмической опасности.

Оценка опасности по скорости движений в зонах разломов и скорости накопления деформаций рассмотрена подробно в разделе II (гл. 3) на примере зоны разломов Сан-Андреас. Этот способ заключается в оценке скорости накопления упругих деформаций в широкой зоне поперек заведомо сейсмогенного разлома. Он может быть использован только в районах с длительными и повторяющимися геодезическими измерениями как непосредственно через зону разломов, так и в удалении на несколько десятков километров в каждую сторону от нее. Однако и при этом полученная точность оценки повторяемости землетрясений может колебаться от нескольких десятков до первых сотен лет. С помощью этого метода и по истории землетрясений повторяемость сильных землетрясений оценена нами раздельно для северного и центрального отрезков зоны разломов Сан-Андреас соответственно в 70–300 и  $\geq 90$ –900 лет, между тем как сейсмологическим методом по графику повторяемости дана лишь обобщенная оценка — 18 300 лет, явно нереальная.

Конкретизация оценки связана с разделением зоны сейсмогенного разлома на участки с продолжающейся и спорадической сейсмичностью и соответственно с разной величиной или даже отсутствием асейсмических смещений по разлому (Allen, 1968; Wallace, 1970; Richter, 1971, и др.). Для случая спорадической сейсмичности и отсутствия крипа по разлому метод упрощается в предположении, что скорость накопления энергии упругой деформации между сильнейшими землетрясениями пропорциональна долговременной скорости смещения по разлому, и что энергия упругой деформации аккумулируется до наступления землетрясения. Этот вариант мы попытались применить к некоторым крупным разломам Средней Азии, для которых была рассчитана долговременная скорость смещений (см. раздел II, гл. 3), где сильнейшие землетрясения в течение долгого времени отсутствуют и медленные смещения (асейсмический крип) по геолого-геоморфологическим признакам (геодезические данные, к сожалению, отсутствуют) и в скором времени их ожидать не приходится) не фиксируются. Конечно, при таких условиях приводимые расчеты могут рассматриваться лишь как ориентировочные.

Для Таласо-Ферганского разлома долговременная скорость правостороннего сдвигания около 4 мм/год (см. табл. 14, рис. 53). Тогда для накопления деформаций, обеспечивающих смещение на 1,0–1,5 м, как при IX-балльном Чаткальском землетрясении 1946 г. (Федоренко, 1968), потребуется период в 250–375 лет. Этот период и может считаться, при нынешнем уровне знаний, повторяемостью аналогичных землетрясений на данном участке зоны разломов. Для отрезка северо-восточного простираения Дарваз-Каракульской зоны разломов долговременная скорость была определена величиной около 7 мм/год (см. табл. 14, рис. 53). Для накоплений деформаций, обеспечивающих смещение на 5–10 м, как при последнем сильном землетрясении, здесь нужно 700–1400 лет при учете, что медленных смещений (крипа) на данном участке не было в последние максимум 1–2 тыс. лет. Землетрясения в последние 100 лет тоже отсутствовали, т.е. напряжения не снимались. Поэтому данный участок можно считать потенциально (в масштабе сотен лет) опасным в отношении сильного землетрясения.

Как видим, для развития и использования этого метода применительно к Средней Азии необходимы целенаправленные геолого-геоморфологические работы по определению долговременной и текущей скорости смещений по основным разломам и определения возраста и размеров сейсмотектонических дислокаций

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
РАЗДЕЛ I	
ВВЕДЕНИЕ. ТЕРМИНОЛОГИЯ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Глава 1	
Обсуждение и уточнение понятий . . . . .	9
Глава 2	
О природе современных движений и их подразделении . . . . .	13
Глава 3	
Степень изученности современных движений и задачи настоящей работы. . . . .	17
РАЗДЕЛ II	
ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ . . . . .	
Глава 1	
Вертикальные движения в областях позднеплейстоценового и современного покровного оледенения в пределах платформ и поясов древней складчатости . . . . .	24
1. Характерные черты поздне- и послеледниковых движений Фенноскандии . . . . .	—
2. Закономерности проявления современных движений Фенноскандии и их соотношения с голоценовыми . . . . .	38
3. Вопросы сеймотектоники и гляциозостаии Фенноскандии . . . . .	46
4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности . . . . .	55
Глава 2	
Вертикальные движения в высокоподвижном и высокосейсмическом поясе (орогенная область Средней Азии) . . . . .	64
1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений . . . . .	—
2. Быстрые движения. Разрывные сеймотектонические дислокации . . . . .	74
3. Некоторые закономерности проявления голоценовых и современных движений и их связь с сейсмичностью в Среднеазиатской и других орогенных областях . . . . .	91
Глава 3	
Горизонтальные движения по региональным разломам Тихоокеанского и других подвижных поясов . . . . .	97
1. Некоторые общие сведения о горизонтальных движениях . . . . .	—
2. Движения по разломам Калифорнии . . . . .	100
3. Связь быстрых и медленных движений по разлому Сан-Андреас с сейсмическими проявлениями . . . . .	112
4. Горизонтальные движения по разломам в различных подвижных поясах и общие положения . . . . .	119
Глава 4	
Вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и современного вулканизма . . . . .	130
1. Движения в рифтовых зонах . . . . .	—
2. Движения в областях активной вулканической деятельности . . . . .	141

Современные нетектонические и техногенные движения . . . . .	149
1. Нетектонические движения . . . . .	–
2. Техногенные движения. . . . .	154

### РАЗДЕЛ III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ. . . . .	167
--	-----

#### Глава 1

Количественные различия голоценовых и современных вертикальных тектонических движений в разных геоструктурных областях . . . . .	–
---	---

#### Глава 2

Опыт количественной оценки горизонтальных движений в сопоставлении с вертикаль- ными. . . . .	174
--	-----

#### Глава 3

Особенности хода региональных движений во времени. Объяснение парадокса скоростей современных движений . . . . .	182
---	-----

#### Глава 4

Движения земной коры и вопросы сейсмотектоники . . . . .	191
--	-----

#### Глава 5

Практические вопросы оценки сейсмической опасности на основе данных о голоценовых и современных движениях . . . . .	198
--	-----

Выводы . . . . .	211
------------------	-----

Abstract . . . . .	214
--------------------	-----

Литература . . . . .	215
----------------------	-----