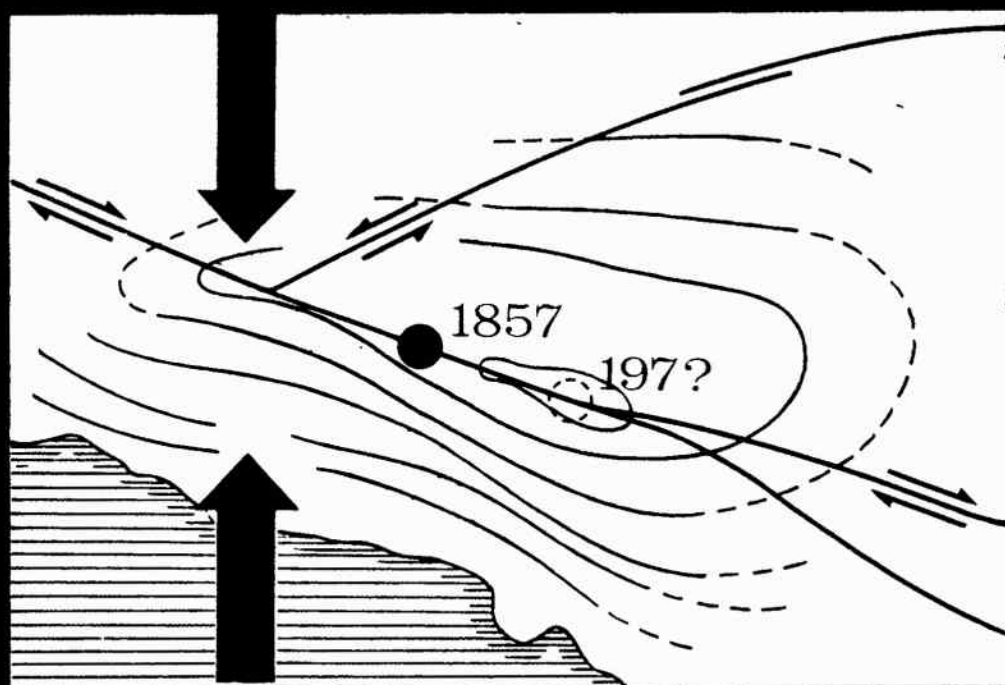


А. А. Никонов

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. Н и к о л 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, приложены сравнительные данные по многим другим, сходным в тектоническом отношении регионам. Большое внимание уделено движениям палеоизостатической природы, сейсмотектоническим вопросам, истектоническим 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 исследования 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.И. ГОРШКОВ

числе 1.VIII 1963 г. с $M = 4,3$ и 11.I 1964 г. с $M = 3,2$, установило смещение на 2 см (среднерасчетная скорость 0,1–0,2 мм/год (Talvitie, 1971)). В обоих случаях из-за малых величин смещения и больших интервалов нивелирования невозможно надежно определить, были ли смещения по разломам импульсными, единовременными и знакопеременными, т.е. связаны ли они с землетрясениями, или происходили направленно и сравнительно равномерно в интервалах между землетрясениями.

Мы проследили (по данным С.В. Победоносцева) без учета метеорологических факторов ход уровня моря на постах Мурманск, Полярный, Териберка в годы, близкие землетрясению 24.X 1968 г. с $M = 4,2$ вблизи Кольского залива, а также в пунктах Ковда и Умба в годы до и после землетрясения 20.V 1967 г. с $M = 4,7 \pm 0,3$ в Кандалакшском заливе. Эта попытка выявить локальные аномалии в ходе современных движений не дала однозначных результатов.

Таким образом, для региона пока что можно констатировать, что если аномалии в ходе современных движений (сейсмотектонические дислокации) в связи с землетрясениями $3 \leq M \leq 5$ и существуют, то величина их не превышает 1–2 см.

Наконец, в плане рассматриваемой темы интересен вопрос о периодической активизации современных землетрясений и медленных движений регионального характера. В нескольких ранних работах отмечена по данным уровневых наблюдений активизация современных движений в отдельные годы (до 1927 г.), совпадающие с годами относительно более сильных или частых землетрясений (Witting, 1943; Siren, 1963; см. также Горшков, 1947; Николаев, 1967б).

Для таких крупных районов, как юго-восточная часть Балтийского щита и прилежащие части Восточно-Европейской платформы, северо-восток и юг Восточно-Европейской платформы и Средний Урал, периоды повышения и понижения сейсмической активности устанавливаются по графикам высвобождения суммарной энергии землетрясений (Ананьин и др., 1973). Изменения интенсивности и знака современных медленных движений по имеющимся данным сопоставляются с ними только условно.

На юго-востоке Балтийского щита, например, последние периоды повышенной сейсмической активности падают на 1927–1940 и 1956–1968 гг. (на северо-востоке – 1910–1917 и 1960–1968 гг.), между тем как по данным трехкратного нивелирования вдоль Мурманской железной дороги период между нивелированиями 1927–1931 и 1945–1947 гг. характеризовался преимущественными погружениями, а между 1945–1947 и 1969–1970 гг. – преимущественными поднятиями. Неполная корреляция, в частности, может объясняться несовпадением сравниваемых периодов и регионов. В бассейне Балтики для последних десятилетий сопряженный анализ данных не производился, поэтому мы пытались наметить периодичность только сейсмических проявлений для некоторых районов Балтийского щита (табл. 3). Несмотря на неполноту и недостаточную сопоставимость данных, можно сделать несколько следующих выводов: 1) для наиболее сильных землетрясений выбранных участков региона ($4,5 \leq M \leq 5,5$), которые, как известно (Bath, 1953), высвобождают главную долю сейсмической энергии, характерна неравномерность и периодичность возникновения; 2) наибольшая (в расчете на равную площадь) частота землетрясений (периодов активности) и величина высвобожденной сейсмической энергии присуща Северной и Центральной Финляндии, т.е. области, ближней к максимуму современного поднятия и бывшей ледниковой нагрузки; 3) основные сейсмические события повторяются в области максимума поднятия через 20–30 лет, а на северо-востоке щита – через 40–60 лет и в разных участках региона они не совпадают или только частично совпадают во времени. На этом основании будущие землетрясения можно ожидать в годы, указанные в нижней части табл. 3¹.

¹ После сдачи настоящей работы в печать произошло землетрясение в Эстонии 25 октября 1976 г. с $M = 4,7$.

Таблица 3

Распределение сейсмической активности Балтийского щита во времени
(для землетрясений $4,5 \leq M \leq 5,5$)
Составлено по данным: Renquist, 1930; Горшков, 1947; Bath, 1953;
Панасенко, 1969; Ананьин, 1968 и др.

Северная и Центральная Финляндия, ~200 тыс. км ²		Северо-восточная часть щита, ~300 тыс. км ²		Юго-восточная часть щита и пограничные районы Восточно-Европейской платформы, ~600 тыс. км ²	
Годы	Промежутки	Годы	Промежутки	Годы	Промежутки
1626	] 111] 21] 99] 25	1626	] 146] 39] 62		] 21-22
1737				1881-1882	
1758		1772			
1857		1811			
1882	] 16] 20-28] 39-42	1873	] 37-44] 34-40		] 9-15] 8-15] 10] 20-23
1898-1902-1909				1902-1904	
1926-1929		1910-1917		1911-1919	
				1926-1927	
				1936-1937	
1968		1960 1968		1956-1960	
1984-2010 ^(?)		2000-2010 ^(?)		1975-1980 ^(?)	

Интересно, что на отдельных локальных участках (разломах, блоках) отмечаются близкие или более короткие интервалы повторяемости землетрясений меньшей магнитуды: 20–30 лет в Куопио (Talvitie, 1971), 7–12–32 года на северном берегу Ладожского озера (Miyamura, Penttillä, 1964).

Общий вывод, по нашему мнению, состоит в том, что не только региональные сводовые движения, но в значительной степени и сейсмические проявления региона приурочены к центральноледниковой области (см. рис. 11, 12), хотя в ее пределах они могут проявляться в локальных смещениях по новейшим или молодым тектоническим разрывам.

О соотношении гляциостатических и собственно тектонических движений. Для этапа новейшего развития Фенноскандии роль разрывных нарушений и блоковых движений на фоне общего медленного и пологого воздымания могла быть значительна, хотя количественные соотношения движений блоков и эпейрогенических сводовых движений не могут быть строго обоснованы. Голоценовые движения региона характеризуются господством общего сводового поднятия, усложненного (особенно на периферии), но несколько не затушеванного автономными подвижками локальных структур и, вероятно, флексурными зонами. Ведущей чертой современных движений региона также является закономерное унаследованное сводовое поднятие, на фоне которого в центре проявляются разрывные нарушения и вместо которого на периферии развиваются общие опускания и дифференцированные движения блокового характера.

Следовательно, новые фактические данные подтверждают и уточняют схему сводового поднятия Фенноскандии в поздне- и послеледниковое время, разработанную Г. де Геером, А. Хёгбомом, В. Рамзаем, Б. Гутенбергом, М. Саурамо. Существенную, а тем более ведущую роль блоковых движений в голоцене можно принимать только, если рассматривать отдельные участки и структуры на Кольском полуострове и в Карелии (Бискэ и др., 1971; Кошечкин, 1972; Кошечкин, Стрелков, 1974), но никак не применительно ко всему региону (Николаев, 1966, 1967а; Бискэ, 1970). Мы не видим оснований, чтобы признать справедливыми такие крайние высказывания, как: "схема равномерного сводового поднятия Хёгбома неверно отражает план поздне-послеледниковых движений"¹ (Николаев, 1966, стр. 125); "Фенноскандия испытывает не куполообразное поднятие, а представляет собой сложную мозаику участков с достаточно самостоятельным характером движений" (Бискэ, 1970, стр. 35).

В свете поставленной в начале раздела проблемы природы голоценовых и современных движений вкратце рассмотрим главные возражения сторонников мозаично-блокового характера движений Фенноскандии (Балтийского щита). В последних работах этих исследователей (Николаев, 1965, 1966, 1967а; Николаев и др., 1967; Бискэ и др., 1971; Бискэ, 1970; Богданов, 1965; Богданов, Ходотов, 1967), в отличие от более ранних работ (Николаев, 1949; Бискэ, 1959), отсутствуют собственные спектры береговых линий и не используются опубликованные данные, которые только и могут рассматриваться в качестве фактического материала для выводов о движениях голоценового времени. Методически неверно также обосновывать или опровергать характер голоценовых поднятий на основе сопоставлений или ссылок на возможный характер новейших и определяемый инструментально характер современных движений, тем более за пределами щита (Николаев, 1967а, стр. 56; Бискэ, 1970, стр. 35). Столь же неправомерно подменять фактические данные о голоценовых движениях представлением о том, что "неоднородность коры должна была приводить к различной реакции на воздействия, вызванные как глубинными процессами, так и внешними силами" (Николаев, 1967а, стр. 59).

Представление об усиленном воздымании Скандинавских гор в голоцене не имеет фактического подтверждения (см. рис. 2–4). Поэтому и противопоставле-

¹ А. Хёгбом, как и некоторые другие исследователи, подчеркивал, что куполообразное воздымание Фенноскандии осложняется частными разрывами.

ния якобы повышенных величин их поднятия вероятно уменьшенной мощности ледникового покрова над Скандинавскими горами не являются доказательными.

Утверждение, что внешняя граница области поднятия параллельна или совпадает не с границей последнего оледенения, а с границей Балтийского щита, по меньшей мере неточно (см. рис. 1 и 10), к тому же граница поднятия смещалась в течение голоцена. Доказанное же совпадение области максимального поднятия на севере Ботнического залива с областью максимальной мощности ледникового покрова (см. рис. 10) и пространственно-временная корреляция смещения области максимального поднятия и границы поднятия—опускания с деградацией (см., например, Грачев, Долуханов, 1970; Donner, 1969; рис. 4) — являются сильным аргументом в пользу их генетической связи. Кстати, прогибание земной коры под нагрузкой уже в первые килограммы на квадратный сантиметр, т.е. значительно меньшей нагрузок в областях оледенения, считается вполне реальным (Артюшков, 1967; Асеев и др., 1974) и подтверждается исследованиями современных движений в районах крупных водохранилищ и городов.

Ссылка на существование во внеледниковых равнинных областях столь же высоких (до 1 см/год) величин скорости движений не убедительна, поскольку: 1) по последним данным во внеледниковых платформенных областях скорости не достигают 1 см/год (см. стр. 61–62); 2) во внеледниковых областях участки повышенных значений скорости никогда не охватывают таких мегаструктур, как Балтийский щит; 3) во внеледниковых районах распределение скорости движений не показывает таких пространственных и временных закономерностей изменений, как в ледниковых.

Положение о несовпадении интенсивности общей площади и контура голоценового поднятия (при совпадении его центра) с распределением аномалий силы тяжести утратило силу аргумента против гляциоизостатической природы голоценового поднятия после того, как выяснилось отсутствие строгой корреляции между движениями и гравитационными аномалиями как в областях современного оледенения, так и в экстрагляциальных областях плейстоцена (Kääriäinen, 1953; Люстих, 1957; Honkasalo, 1963; Евтеев, Лазуков, 1964; Калашникова, 1970, 1971; Шустова и др., 1973). Вероятно, вопрос надо ставить не так, что распределение гравитационных аномалий в областях древнего оледенения не подтверждает представления о гляциоизостатическом поднятии, а что оно не согласуется однозначно с направленностью молодых и современных движений вообще.

Нельзя признать справедливыми следующие утверждения: "гипотеза всплывания Фенноскандии ничем не подтверждается", "гравиметрическая съемка не только не подтверждает, но явно опровергает гипотезу всплывания Фенноскандии" (Люстих, 1957, стр. 82–83). Не подтверждается только полное соответствие аномалий силы тяжести с распределением молодых и современных движений, откуда следует вывод о том, что распределение аномалий может быть вызвано и другими причинами. В настоящее время эти причины видят в различиях мощности коры на разных участках и в контрасте плотностных неоднородностей между породами земной коры и мантии, а также в их перераспределении при ледниковой нагрузке и разгрузке (Магницкий, 1965; Артюшков, 1967; Калашникова, 1970, 1971; Шустова и др., 1973). Е. Пентилля (Penttilä, 1969), рассчитав величины массы на разных участках земной коры с учетом ее многослойности, нашел, что распределение величин и скорости современных (а следовательно, и голоценовых. — А.Н.) поднятий хорошо согласуется с распределением вычисленных величин масс. Вывод исследователя сводится к тому, что нарушения изостатического состояния региона обусловлены не только влиянием ледникового покрова, но также первичными различиями в толщине земной коры. К близким выводам пришла также группа советских исследователей (Шустова и др., 1973), согласно которым остаточные изостатические аномалии совпадают с тремя крупнейшими блоками земной коры. В частности, центральный, наиболее интенсивно поднимающийся блок, заключенный внутри внутренней шарнирной линии Саурамо, совпадает с областью прежней максимальной ледниковой нагрузки, но также

совпадает с отрицательной изостатической аномалией над блоком максимальной мощности земной коры.

Быстрое выравнивание (10^2 – 10^3 лет) частных нарушений вскоре после снятия ледниковой нагрузки и длительные (10^4 лет) возвратные движения на обширных площадях, что как раз и установлено для Фенноскандии, по расчетам геофизиков (Магницкий, 1965; Артюшков, 1966, 1967; Ушаков, Красс, 1969; Каракин, 1973), характерны для восстановления нарушенного ледниковым покровом равновесия земной коры в условиях существования слоя пониженной вязкости (астеносферы) на глубинах 100–250 км.

Говоря о продолжении в голоцене тектонических поднятий Балтийского щита, характерных для всей фанерозойской истории его развития, противники гляциоизостазии не учитывают временных и пространственных закономерностей голоценовых движений и их интенсивности (Магницкий, 1965). Даже при средней скорости тектонических движений в 1 мм/год современная высота большей части Балтийского щита была бы превышена за 0,1–0,2 млн. лет, а за 1 млн. лет достигла бы 1 км. Фактически же даже скорость современных, замедленных по сравнению со среднеголоценовыми, движений в среднем на Балтийском щите значительно больше; скорость же тектонических движений принимают в 4 мм/год и более (Кошечкин, 1973). Уже поэтому неизбежен вывод о колебательном характере движений с периодом в десятки тысяч лет. А при этом с геологических и геофизических позиций невозможно не считать колебания гляциоизостатически обусловленными. Но даже в альтернативном варианте трудно говорить о наследовании голоценовым поднятием Балтийского щита тенденций палеозойско-кайнозойских тектонических движений (Д. Архангельский, Г. Штилле, см. Люстих, 1957; Николаев, 1966, 1967а; Шульц, 1967; Кошечкин, 1969; Кошечкин, Стрелков, 1974) при такой частоте колебаний и разнице в скоростях движений. Если говорить об унаследованности развития, то правильнее акцентировать внимание на чертах структурной унаследованности голоценовыми движениями, более древних в плане, что отмечается для ряда участков.

Среди некоторых авторов, признающих влияние гляциоизостазии, распространено мнение о завершении влияния этого фактора и перехода к чисто тектоническим движениям в пределах Фенноскандии уже к середине голоцена или к началу позднего голоцена (Мещеряков, 1965; Кошечкин, 1968; 1973; Стрелков, 1973; Николаев, 1965). Материалы, приведенные выше, свидетельствуют в пользу утверждения о сохранении на большей части региона и в позднем голоцене и в настоящее время основных признаков именно гляциоизостатических движений. Это укрепляет автора в позиции, намеченной и развиваемой в ряде работ (Никонов, 1965, 1967, 1973в; Гзовский, Никонов, 1968, 1973), а именно: продолжающиеся на большей части Фенноскандии гляциоизостатические движения на периферии заменяются блоковыми тектоническими движениями, а на остальной части только усложняются медленными или быстрыми (сейсмическими?) подвижками по отдельным разломам.

Таким образом, на северо-западе и севере Восточно-Европейской платформы гляциоизостатические движения сильно проявлялись в первой половине голоцена и почти отсутствовали в среднем голоцене, в позднем же сменялись опусканиями или дифференцированными тектоническими движениями (Современные вертикальные движения..., 1958; Мещеряков, 1961б, 1965; Гуделлис, 1973; Можаяев, 1973; Былинский, 1973); на периферии Фенноскандии проявилась та же последовательность со сдвигом во времени, и на основной, большей, части региона гляциоизостатические сводовые поднятия продолжают господствовать.

Итак, по мнению автора и многих других исследователей (см., например, Sauramo, 1958; Марков, 1960; Флинт, 1963; Schofield, 1964; Артюшков, 1966; Ушаков, Красс, 1969; Грачев, Долуханов, 1969, и др.), о ведущей роли гляциоизостатического фактора в проявлении голоценовых и современных движений Фенноскандии свидетельствуют такие признаки, как: 1) сводовый характер поднятия в соответствии с расположением центральноледниковой области, формой ледникового покрова и обобщенными границами последнего оледенения (см.

рис. 10); 2) последовательное концентрическое сокращение области поднятия и изменение скорости поднятия в соответствии с ходом дегляциации; 3) повышенные по сравнению с внеледниковыми платформенными районами на порядок величины скорости и градиента (см. рис. 1), их изменение во времени (см. рис. 7, 8); 4) отсутствие, как правило, согласования с гео- и морфоструктурами кристаллического фундамента (см. рис. 4, 10).

4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности

Проблема гляциостазии и соотношения гляциостатических движений с тектоническими актуальна не только для Фенноскандии, но и для всех областей четвертичного и современного покровного оледенения. Масштаб явления и проблемы определяется уже тем, что ледниковые покровы и щиты (Европейский, Урало-Сибирский, Баренцево-морской, Лаврентийский, Южно-Американский) на протяжении последнего примерно 1 млн. лет четырежды возникали и исчезали; в эпоху максимального оледенения четвертичного периода они занимали около 1/4 площади современной суши; земная кора прогибалась под ними на сотни метров, до 700–800 м.

Естественно, возникает вопрос, в какой степени выявленные для Фенноскандии закономерности присущи другим областям древнего и современного оледенения. Несмотря на более слабую в целом изученность других ледниковых областей, особенно в отношении площадного охвата, для ответа на этот вопрос имеется ряд материалов по территории Северной Америки (Флинт, 1963; Innes, Weston, 1966; Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Papers..., 1970; Walcott, 1972, 1975, и др.), по Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа (Дибнер, 1965; Гросвальд, 1963, 1967; Семевский, 1967; Schytt et al., 1967; Boulton, Rhodes, 1974; Ковалева, 1974), Гренландии (Грачев, 1973а; Ten Brink, 1974) и Шотландии (Мещеряков, Синягина, 1961; Каплин, 1973).

Сопоставление опубликованных материалов, частью систематизированных в табл. 4 и на рис. 13, позволяет наметить следующие общие закономерности движений в областях недавнего оледенения, подобные отмеченным для Фенноскандии.

Контуры областей голоценового поднятия в общем согласуются с границами ледниковых щитов (Мещеряков, Синягина, 1961; Innes, Weston, 1966, рис. 1, 3;

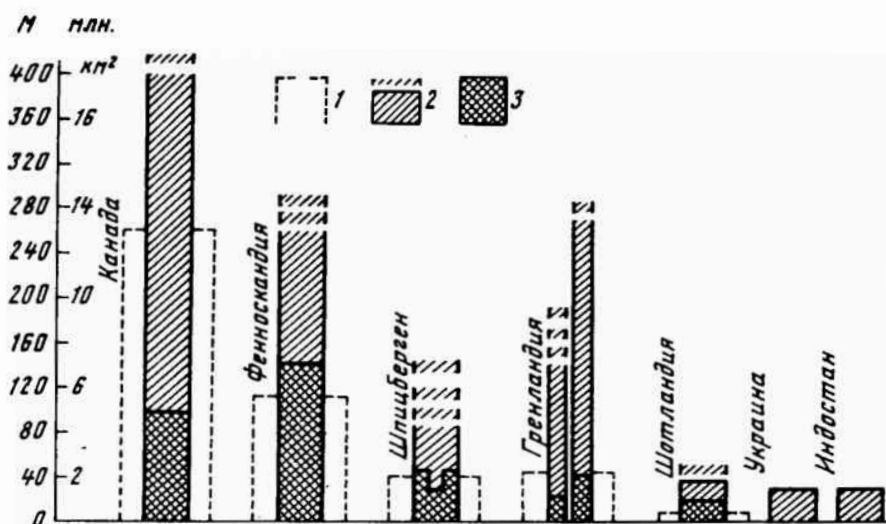


Рис. 13. Графики распределения поздних и послеледниковых поднятий земной коры на месте разных ледниковых покровов и щитов в соотношении с их площадью

1 — площадь бывшего ледникового покрова (млн. км²); 2 — общее поднятие с начала дегляциации, м; 3 — поднятие за последние $6 \pm 0,5$ тыс. лет, м

Таблица 4

Движения земной коры под нагрузкой ледниковых покровов.

Площадь ледниковых покровов дана в млн. км² (числитель), объем - в млн. км³ (знаменатель), в эпоху максимального оледенения

Величины движений земной коры, м	Древние покровы			
	Европейский 5,76/7,6 (Niskanen, 1953; Kääriäinen, 1953; Sauramo, 1958)		Лаврентийский 13,1/21,1 (Флинт, 1963; Walcott, 1972; Грачев, 1973а)	
	Центр*	Северная периферия	Центр*	Северная периферия
Общая величина погружения	~ 700		850	
Поднятие за последние 10 ± 1 тыс. лет**	> 235-285	120	≥ 400	~ 100
Поднятие за последние 6 ± 0,5 тыс. лет	100	10	138	20-40
Рассчитанное будущее поднятие до изостатического выравнивания	180-210		300 ± 120	

* Центр — центральноледниковая область, т.е. область с максимальной толщиной льда.

** С учетом эвстатического повышения уровня моря в 35 м.

Грачев, Долуханов, 1970, рис. 9, 10; Walcott, 1972, рис. 16; рис. 10 настоящего раздела). В голоцене восстановление изостатического равновесия привело к поднятию ледниковых областей на 100–400 м (см. табл. 4), причем поднятие было тем больше, чем большую площадь (известна точнее) и мощность имел ледниковый покров и чем позже он растаял (см. рис. 13). Изобазы поднятия располагаются в целом концентрически относительно центров бывшего оледенения, т.е. областей максимальной ледниковой нагрузки; над этими последними располагаются участки наибольшей величины и наибольшей скорости воздымания в голоцене.

Чем крупнее (по площади и объему) был ледниковый покров (щит), тем больше общая амплитуда движений земной коры на его месте и скорость за сравнимые отрезки времени на одинаковом удалении от его центра. Центральноледниковые области всех покровов в настоящее время все еще наиболее прогнуты и частично затоплены внутренними морями.

Не только Фенноскандия, но и Канадский щит, и Баренцевоморская платформа в голоцене воздымались в виде единых крупных сводов, без сколько-нибудь существенных подвижек по разломам — в отличие от новейшего, доледникового, времени. Иными словами, здесь отсутствует согласование с древними структурами и новейшими морфоструктурами. Только на материковом склоне Баренцевоморской платформы, т.е. по северной периферии Баренцевоморского покрова (Гросвальд, 1967), как и по северной и северо-западной периферии Фенноскандинавского покрова (см. рис. 6), сводовые поднятия осложнялись зоной повышенных градиентов скорости, т.е. периферическими флексурными зонами (в пределах материкового склона). Только в восточной части Канадского щита известны заведомо послеледниковые разрывы, но смещения (вертикальные) по каждому из них составляют всего несколько сантиметров, а суммарные наблюдаемые смещения в серии таких разрывов в полосах шириной первые метры не превышают 10–20 см (Peters ..., 1970). Проявление блоковых движений в голоцене возможно на Земле Франца-Иосифа (Ковалева, 1974) и на Шпицбергене (Семевский, 1967).

Как и в Фенноскандии, среднерасчетные величины скорости тектонических поднятий за фанерозойское время на Канадском щите (Walcott, 1972) и только за новейшее время на арктических архипелагах (Кирищина и др., 1961) на 2–3 порядка меньше, чем величины скорости даже современных движений в центральноледниковых областях поднятия (5–10–15 мм/год).

Древние покровы		Современные ледниковые щиты			
Баренцевоморский 2,0/2,5 (Гросвальд, 1967; Schytt et al., 1967)		Гренландский 2,2/2,7 (Грачев, 1973; Ten Brink, 1974)		Антарктический 13,9/24 (Марков и др., 1968; Воронов, 1969)	
Центр*	Северная периферия	Западная периферия	Северная периферия	Центр*	Восточная периферия
			1000	750	
> 85	~ 100	> 145 (200)	> 80 (≥ 280)		60 (?)
> 35	28–33	20	35–40		≥ 14 – 20
~200					

Весьма показательны также изменения величин (а по периферии – и знака) скорости в течение голоцена (табл. 5, рис. 7; см. также Schofield, 1964; Семевский, 1967; Грачев, Долуханов, 1970; Каплин, 1973; Ten Brink, 1974, и др.). В течение голоцена скорости поднятия уменьшались по экспоненциальному закону. В начале голоцена они составляли несколько сантиметров в год, в середине голоцена – многие миллиметры – первые сантиметры в год, а в настоящее время на большей части освободившихся ото льда в голоцене территорий измеряются миллиметрами в год. Очень важно установленное пока только для Канадского щита с его наиболее древними датировками хода дегляциации (Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Грачев, 1973а) нарастание скорости воздымания от начала дегляциации (около 17–18 тыс. лет назад) к древнему голоцену. В течение последних 18–20 тыс. лет (а может быть, и в течение 100 тыс. лет) в Канаде поднятие со скоростью более 1 см/год длилось не более 10 тыс. лет. В согласии с этим находится современная оценка продолжительности восстановления изостатического равновесия на основе геофизических данных – 20 ± 10 тыс. лет (Артюшков, 1967; Ушаков, Красс, 1969; Walcott, 1972). Таким образом, устанавливаются и объясняются краткость (10^4 лет) периода интенсивных движений (в связи с каждым оледенением), неоднократные резкие колебания скорости движений в течение четвертичного периода, меньшие на несколько порядков среднерасчетные величины скорости тектонических движений за геологическое (доледниковое) время по сравнению с голоценом и, наконец, отсутствие горных поднятий в центральноледниковых областях.

Волна интенсивных поднятий вслед за дегляциацией прослеживается, по имеющимся данным, кроме Фенноскандии, только на Канадском щите (Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Грачев, 1973). Смещение внутрь границы области поднятия на 260 км за 8 тыс. лет (Флинт, 1963) дает среднюю скорость 32,5 м/год. Так же, как на периферии Фенноскандианского покрова, в позднем голоцене поднятия сменялись опусканиями на периферии Лаврентийского (Walcott, 1972, 1975), Баренцево-морского (Гросвальд, 1967; Семевский, 1967; Boulton, Rhodes, 1974) покрова и Шотландского щита (Мещеряков, Синягина, 1961; Флинт, 1963). Эти опускания можно рассматривать как пояса компенсационных опусканий вокруг воздымающихся сводов, смещающиеся внутрь по мере сокращения последних, как это и предсказывается теоретическими расчетами (Артюшков, 1966, 1967; Ушаков, Красс, 1969).

Т а б л и ц а 5

Величина скорости движений, мм/год, в течение голоцена в разных ледниковых областях
Грачев, Долуханов, 1969; 1970; Walcott, 1972; 1975; Каплин, 1973; Ten Brink, 1974;

Период	Древние ледниковые покровы				
	Лаврентийский		Европейский		Баренцево-морский
	Центр	Восточная периферия	Фенноскандинавский центр	Шотландский центр	Шпицберген
10–8 тыс лет назад	100–70	70	30	10	13 (30?)
4–3 тыс. лет назад	30	3–5	10–15	4–5	3 (6?)
Последние десятилетия	$\geq (5 \pm 2)$ (20 $\pm$ 5?)	– (2–3)	9–10	3,8–5,8	(3?)

П р и м е ч а н и е: Эвстатическое повышение уровня Мирового океана учтено по кривой в работах А. Ф. Грачева, П. М. Долуханова (1969, 1970); скорость современного повышения уровня принята $\approx 0,8$ мм/год.

Что касается *современных* движений, то их величины и площадное распространение известны, кроме Фенноскандии, только для отдельных участков бывших покровов (рис. 14, 15). На территории Лаврентийского покрова, не пересеченной линиями нивелирования и недостаточно обеспеченной уровнемерными данными, поднятие в центре оценено в $2 \pm 0,5$ см/год путем экстраполяции данных по перекосу уровня Великих озер и по геодезическим данным, а также на основании пересчета величин скорости позднеголоценового поднятия (Papers . . . , 1970; Walcott, 1972, 1975). По геоморфологическим и археологическим материалам средняя скорость поднятия берегов Гудзонова залива за последние 1–3 тыс. лет составляет 9–12 мм/год (Bird, 1954; Papers . . . , 1970). По уровнемерным данным современное поднятие западного берега Гудзонова залива оценивается величиной всего 4 ± 2 мм/год за 1940–1969 гг. Столь малая величина может объясняться, по нашему мнению, расположением уровнемерного пункта в устье р. Черчилл на аккумулятивной косе, которая, вероятно, испытывает относительное локальное опускание за счет естественного уплотнения дельтовых осадков и увеличения в последние десятилетия строительных нагрузок.

По данным повторного нивелирования область западнее Великих озер поднимается со скоростью до 10–14 мм/год, а северо-восточнее — до 10–11 мм/год (Papers . . . , 1970; Meade, 1975). На западной периферии покрова скорость поднятия измеряется величиной 10–16 мм/год (см. рис. 14). Показательно хорошее согласование, по данным разных методов, простираения изобаз и величин скорости поднятия в голоцене и в настоящее время на юго-восточном фланге Лаврентийского покрова, свидетельствующее об унаследованности современных движений от голоценовых (Walcott, 1975, рис. 2, 7). Центральноеледниковая область в Канаде, как и в Фенноскандии, характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести (Innes, Weston, 1966; Papers . . . , 1970; Walcott, 1975), что согласуется с представлением о гляциоизостатической природе поднятий.

В Шотландии, где ледниковый щит был значительно меньше, тоньше и исчез на несколько тысяч лет раньше, скорость современного поднятия достигает только 3–5 мм/год (см. Мещеряков, Синягина, 1961; Флинт, 1963).

Величина скорости поднятия по периферии современных ледниковых шапок Северной Земли, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Новосибирских островов по высоте и возрасту поднятых террас оценивается в 2–5 мм/год в позднем голоцене, 3–8 мм/год в настоящее время (рис. 15) (Дибнер, 1965; Баскаков, Шпайхер, 1968; Борисов, 1973, 1975, 1976; Ковалева, 1974). На Новой Земле (п-ов Адмиралтейст-

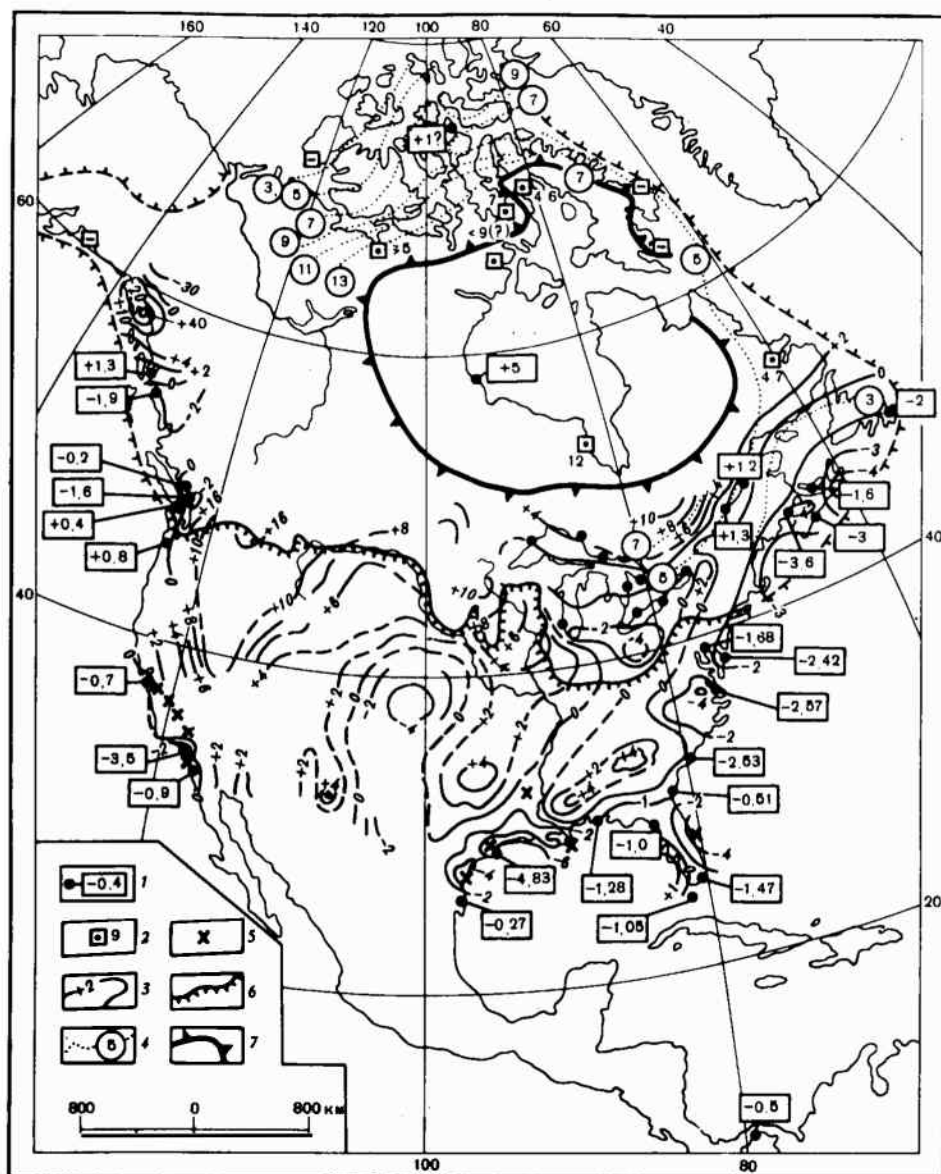
Баренцево-морский	Современные покровы и купола				
	Гренландский		Антарктический	Земля Франца-Иосифа	Северная Земля
	Восточная периферия	Западная периферия	Восточная периферия	Земля Александры	О. Большевик
Южная периферия, о. Колгуев					
18(?)	60-70	30	4-17(?)	8-10	
1-2		5	3	1,5-2,5	12
-1,6			4	2-4(?)	1,7-3,6

ва) скорость поднятия в последние столетия оценена даже в 15 мм/год (Рихтер, 1965; Ковалева и др., 1974). В этих областях намечаются три особенности движений: 1) повышенные величины скорости в сравнении с участками побережий северных морей вдали от ледниковых шапок — 3-8 мм/год против 0,1-3,0 мм/год; 2) отсутствие уменьшения скорости поднятия в последние тысячи лет, вероятно даже увеличение ее, скорее всего за счет более интенсивного по сравнению с поздним голоценом (малой ледниковой эпохой) таяния льдов; 3) значительно большая сравнительно с областями крупных древних ледниковых покровов дифференцированность величин скорости современных движений на малых площадях, в общем соответствии с контурами ледниковых шапок указанных архипелагов.

В общем, в центральноледниковых областях скорости современного воздымания составляют обычно 2-5 мм/год, достигая 1-1,5 см/год. При учете ежегодного эвстатического повышения уровня Мирового океана на 1-2,6 мм/год (Калинин и др., 1975) приведенные скорости следует соответственно увеличить. Это на 0,5-1 порядок превышает скорости движений в платформенных неледниковых областях (см. табл. 19).

Уникальная возможность изучения процесса воздымания при снятии ледниковой нагрузки имеется в юго-восточной Аляске. Дело в том, что ледниковая шапка Южной Аляски не сокращалась в голоцене, как другие покровы и шапки, а, наоборот, разрасталась в результате увеличения влажности воздуха. В окрестностях залива Глейшер-бей отмечаются две фазы наступания ледников — 7 и 4,2 тыс. лет назад, а около 3 тыс. лет назад наступание ледников в этом районе стало всеобщим (вокруг залива Якутат они, например, увеличились в длину на 100 км). Интенсивное таяние и сокращение выводных ледников и ледниковой шапки в целом начались в этом районе лишь в последние столетия. Так, тот же залив Глейшер-бей, длиной около 100 км, еще 200 лет назад почти целиком заполненный льдом, в настоящее время свободен от него почти полностью. Только за период с 1880 по 1946 г. покрытая ледниками площадь уменьшилась здесь на 453 км², т.е. на 35%.

На сравнительно небольшой площади здесь имеется 31 уровневый пункт, часть из которых действует с конца прошлого — начала нынешнего века. Это дало возможность американским исследователям (Hicks, Shofnos, 1965) определить скорости поднятия и даже составить карту современных движений этого участка. Две особенности современных движений участка наиболее примечательны. Прежде всего это близкое к концентрическому расположение изолиний поднятия с центром как раз над участком самого недавнего и активного сокращения ледниковой шапки.



Р и с. 14. Общая схема современных вертикальных движений Северной Америки. Составил автор с использованием материалов: Small, 1963; Hicks, Shofnos, 1965; Frost, Lilly, 1966; Papers..., 1970; Jong, Siebenheuer, 1972; Holdahl, Morrison, 1974; Isachsen, 1975; Vaniček, 1975; Walcott, 1975; Meade, 1975 и др.

1 — уровенярные посты и величины скорости движения суши в них, мм/год (с учетом влияния эвстатического повышения уровня моря на 1 мм/год); 2 — пункты, где определена скорость движений в среднем за последние 3—1 тыс. лет по геолого-геоморфологическим данным и по радиоуглеродным датировкам (без учета эвстатического повышения уровня моря). В поднимающихся пунктах скорость указана сбоку, мм/год, опускание показано знаком "минус" внутри знака; 3 — изолинии скорости современных движений суши, мм/год (с учетом эвстатического повышения уровня моря на 1 мм/год); 4 — изолинии скорости современного поднятия, рассчитанные Д. Эндрюсом (Papers..., 1970) по данным о послеледниковом поднятии в результате освобождения от ледниковой нагрузки; 5 — участки аномально быстрого погружения поверхности за счет техногенных факторов, главным образом откачки флюидов; 6 — границы последнего (висконсинского) оледенения; 7 — Лаврентийский ледниковый щит в конце его существования (центральная, наиболее мощная часть Североамериканского ледникового покрова)

Распределение величин скорости поднятия совершенно не коррелируется с резко расчлененным горным рельефом этого участка. Кроме того, это очень высокие скорости поднятия — 8–20 мм/год, которые фиксируются неизменно на некоторых равномерных постах в течение всего нашего столетия или даже с 1890 г. В центре района на площади 230 км² поднятие достигает 40 мм/год и характерен большой градиент скорости, особенно в окрестностях залива Глейшер-бей — до $5 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹. Здесь только в течение нашего столетия суша поднялась почти на 2 м! Столь большие величина и скорость поднятия являются уникальными на земном шаре, если отвлечься от участков сильных землетрясений и вулканических извержений.

Резкое локальное поднятие на месте растаявших в течение 100–200 лет ледников залива Глейшер-бей, по-видимому, суммировалось с более обширным поднятием всего архипелага и прилегающего материка за счет таяния местной ледниковой шапки в течение последних тысячелетий. Этот пример наглядно показывает реальность гляциоизостатического поднятия.

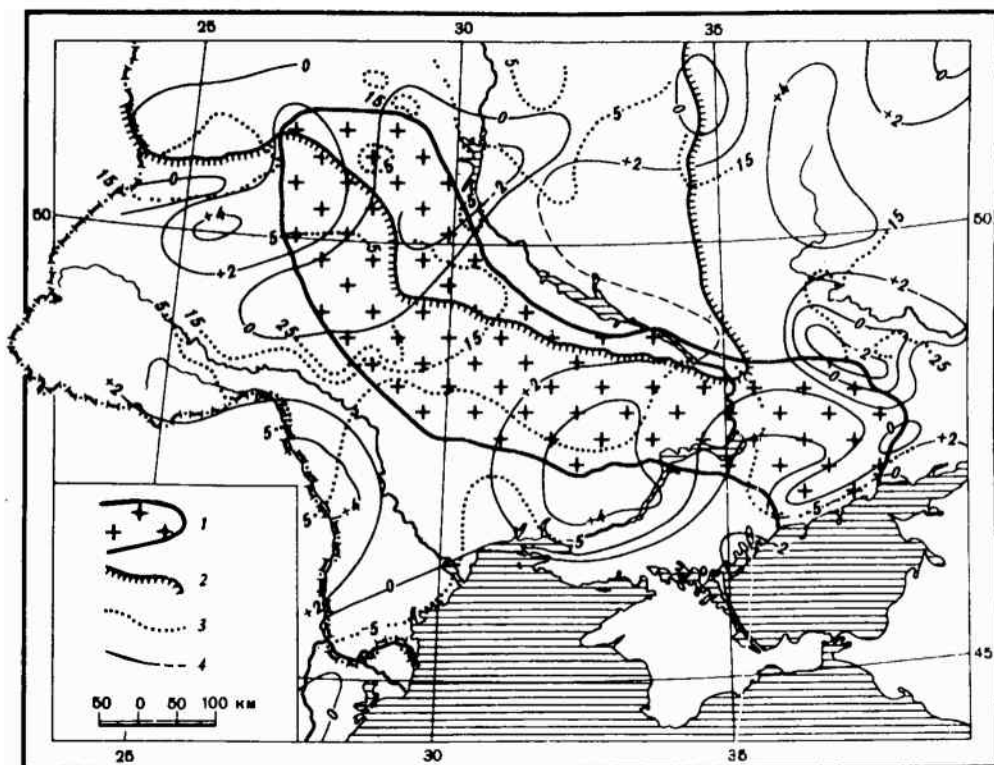
Показательно также существование обширных поясов современных погружений вокруг воздымающихся центральноледниковых областей. Аналогично поясу погружений на южной и восточной периферии Фенноскандинавского покрова погружения со скоростью 1–3 мм/год фиксируются на юго-востоке и юге Лаврентийского покрова (см. рис. 14), на юге и юго-востоке Баренцевоморского покрова (Карта современных вертикальных движений . . . , 1973), на юге Шотландского щита (Флинт, 1963), на периферии Таймырско-Североземельской и Новосибирской ледниковых шапок (см. рис. 15).

В более детально изученной с точки зрения современных движений области — на востоке Лаврентийского щита — аналогично восточной периферии Фенноскандии, начинают проявляться движения отдельных тектонических структур. Так, Аппалачи поднимаются с относительной скоростью 1–4 мм/год на фоне периферического пояса погружений. По данным нивелирования можно считать установленным (Recent..., 1975) рост со скоростью 2,2–2,8 мм/год гранито-гнейсового купола Адирондак на юго-восточной периферии Лаврентийского покрова. В Квебеке на фоне воздымания в 4–10 мм/год выявлен участок погружения до 4 мм/год в центре (Hamilton, 1967, 1969; Papers . . . , 1970). Быстрое погружение сопровождается здесь аномально высоким для щита градиентом скорости $3 \cdot 10^{-6}$ год⁻¹, отмечается совпадение с возвышенностью рельефа и положительной аномалией силы тяжести.

В отличие от Фенноскандии на Канадском щите при общем региональном сопоставлении голоценовых и современных движений земной коры с распределением эпицентров землетрясений и сейсмической активностью (Hamilton, 1967; Papers..., 1970) корреляция не обнаруживается. Но она намечается в области Шотландского и Баренцевоморского (?) ледниковых покровов.

Уточнение природы и количественной оценки тектонических движений подвергшихся оледенению щитов может быть проведено путем сопоставления с данными по щитам, *оледенению не подвергавшимся*. Среди последних наиболее полные данные имеются по Украинскому кристаллическому щиту (Соколовский, Волков, 1965) (рис. 16 и см. рис. 1). На Украинском щите, как и на других щитах, голоценовые движения преимущественно положительные, голоценовые и современные движения пространственно не согласуются с контурами щита.

В отличие от кристаллических щитов и палеозойских массивов, подвергавшихся последнему покровному оледенению, голоценовые движения Украинского щита характеризуются: 1) меньшей на порядок (5–25 против 40–400 м) величиной максимального поднятия и меньшей на порядок (0,5–2,5 мм/год против 0,5–4 см/год) среднерасчетной скоростью; 2) голоценовые деформации не образуют сводового поднятия с радиусом в 500–800 км, но, наоборот, чередующиеся друг с другом участки поднятия и опускания с поперечником в десятки — первые сотни километров (при размерах щита 900 x 250 км), как и вокруг щита на платформе; 3) локальные, резко дифференцированные деформации, по-видимому, в результате движений по разломам, имеют размах в среднем около 6 м (в 2 раза больше, чем на



Р и с. 16. Карта соотношения вертикальных голоценовых деформаций по Соколовскому и Волкову (1965) и современных движений ("Карта современных вертикальных движений"..., 1973, с исправлениями по Бондарук и др., 1973) Украинского щита и прилежащих частей Восточно-Европейской платформы

1 — Украинский щит; 2 — южная граница максимального (днепровского) оледенения; 3 — линии равных деформаций в голоцене, м; 4 — изолинии скорости современных движений, мм/год

окружающих участках платформы), т.е. соизмеримы с фоновыми движениями или максимум в 4 раза меньше фоновых, между тем как на освободившихся от последнего оледенения щитах локальные движения минимум на порядок (чаще на два) меньше региональных.

При сравнительном рассмотрении современных движений часто обращают внимание на то, что максимальные скорости поднятия в областях оледенения и на Украинском щите соизмеримы (фактически 1–1,5 см/год против 0,5 см/год). Однако это сходство максимальных величин скорости подавляется существованием очень важных различий, а именно: 1) распределение и знак современных движений на Украинском щите не согласуются с распределением голоценовых движений, так что они не могут считаться унаследованными; 2) Украинский щит отличается чередованием участков современных поднятий и опусканий, которые ни по размерам, ни по величине скорости (от –2 до –5 мм/год) не отличаются от современных движений на прилежащих участках Восточно-Европейской платформы; 3) средние и максимальные величины скорости современных движений на Украинском щите имеют тот же порядок, что и среднерасчетные скорости голоценовых движений – в отличие от областей покровного оледенения, где скорости современных движений на порядок меньше голоценовых; 4) Украинский щит в отличие от других рассмотренных щитов сейсмичен.

Приведенное сравнение показывает, что голоценовые и современные движения на щите, не подвергшемся последнему покровному оледенению, и на щитах, испытавших таковое, существенно различаются и по площадному охвату движениями одного знака, и по пространственному и временному распределению, и по поведе-

нию скорости во времени. Региональных закономерностей рассматриваемых движений на Украинском щите, в отличие от щитов, освобождавшихся от ледникового покрова, обнаружить не удалось.

Показательны и количественные соотношения скорости движений (см. рис. 1, 14, 15). В областях последнего покровного оледенения скорости голоценовых и современных движений достигают 10–1 см/год, с убыванием по мере дегляциации независимо от того, развивались ли они на докембрийских щитах (Балтийский, Канадский), в областях палеозойской складчатости (каледониды Фенноскандии, Шотландии, Гренландии) или на мезозойской платформе (Баренцевоморская платформа, Шпицберген, Новая Земля). С другой стороны, Украинский докембрийский щит вне области последнего оледенения обнаруживает максимальные скорости голоценовых и современных движений, одинаковые с платформенными областями вне границ последнего оледенения и на порядок меньше, чем названные выше щиты.

С точки зрения автора, отмеченные резкие различия являются серьезным аргументом в пользу именно гляциоизостатической природы движений в областях недавнего покровного оледенения. В большинстве районов позднеплейстоценового оледенения направленность и контуры голоценовых гляциоизостатических движений (в меньшей степени) согласуются с общими доледниковыми тектоническими движениями, что затрудняет их количественное разделение. Но, например, в Исландии абсолютное гляциоизостатическое воздымание 9–11 тыс. лет назад, т.е. сразу после стаявания ледникового покрова, имело скорость до 10 см/год, между тем как общая тенденция доледниковых и послеледниковых тектонических движений состоит здесь в опускании и характеризуется скоростью $\geq 0,5$ мм/год за поздний плейстоцен-плейстоцен и 1–1,5 мм/год за средний и поздний голоцен (Tryggvason, 1974).

При попытке количественного разделения гляциоизостатической и собственно тектонической составляющих современных движений в областях проявления гляциоизостазии за скорость тектонических движений можно принять скорость движений на периферии Фенноскандии или Канады, где по ряду отмеченных выше признаков (распределение изолиний скорости в соответствии с морфоструктурами, но не с общим сводовым поднятием, чередование участков поднятия и опускания, замена направленных движений знакопеременными) гляциоизостатические движения постепенно прекратились. Для этих участков величины скорости составляют от долей миллиметра до 1–3 мм/год. Такие же значения скорости (при еще большей дифференциации областей опускания и поднятия) характерны для современных и голоценовых движений Украинского и Индийского (Recent..., 1975) щитов, где гляциоизостазия заведомо отсутствует. Следовательно, можно говорить о том, что *движения чисто тектонической природы, если и проявляются в областях гляциоизостатических поднятий, то со скоростью не более чем первые мм/год, т.е. их доля составляет 1/10–1/100 общей величины скорости.*

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

Во-первых, следует принять широкое распространение (до десятков миллионов квадратных километров) гляциоизостатических движений со всеми присущими им признаками не только в голоценовое и настоящее время, но также в отдельные промежутки плейстоценовой эпохи, а судя по фактам зарождения отдельных ледниковых покровов в плейстоцене (и даже в миоцене), и более древних эпох позднего кайнозоя.

Во-вторых, в течение всего этого времени области покровных равнинных (и, вероятно, полупокровных и долинных в горах) оледенений испытывали знакопеременные колебательные (с резко неравномерной скоростью) движения земной коры в соответствии с неоднократными возникновениями, исчезновениями и динамикой ледниковых покровов.

В-третьих, в областях гляциоизостатических движений в связи с каждой ледниковой эпохой (для Европейского покрова их насчитывается не менее четырех) собственно тектонические региональные движения подавлялись в течение десятков тысяч лет, а блоковые и локальные носили резко подчиненный характер.

Наконец, надо признать, что связь сейсмических проявлений с областями максимальных величин, скорости и градиента скорости гляциоизостатических движений не является всеобщей или даже распространенной. Правильнее говорить о том, что гляциоизостатические движения могут не только подавлять региональную тектоническую активность, но в ходе своего развития на разных участках и в разное время могут также возбуждать или подавлять тектоническую и сейсмическую активность отдельных структур.

Г л а в а 2

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ВЫСОКОПОДВИЖНОМ И ВЫСОКОСЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

Орогенная область Средней Азии является едва ли не наиболее тектонически и сейсмически активной в пределах СССР, поэтому и представляет особый интерес. История, закономерности и величины движений региона на новейшем этапе его развития отражены в большом количестве работ частного характера и нескольких капитальных трудах (Шульц, 1948; Губин, 1960; Чедия, 1972; Костенко, 1972).

В последнее время наметилась весьма актуальная тенденция поэтапной количественной оценки тектонических движений в рамках новейшего этапа и даже только четвертичного периода (Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970, Несмеянов, 1971; Никонов, 1970а, 1965а; Тетюхин, 1971; Чигарев, 1971; Белоусов и др., 1972, и др.). Однако последнему периоду геологической истории — голоцену и настоящему времени — уделялось до сих пор неоправданно мало внимания. Если в равнинно-платформенных районах и на Балтийском щите в особенности история изучения молодых движений насчитывает столетия, методы хорошо разработаны и основные закономерности пространственного и временного развития можно считать выявленными (Николаев, 1948б, 1962; Современные вертикальные движения..., 1958; Мещеряков, 1963, 1965; Рихтер, 1965; Былинская, 1974, и др.), то для орогена Средней Азии имеются главным образом отдельные разрозненные наблюдения и нередко противоречивые оценки локальной интенсивности молодых движений.

Трудности методического характера, малая и неравномерная изученность, локальный характер результатов не позволили дать общую площадную картину проявления рассматриваемых движений региона. Возможным оказалось систематизировать конкретные данные, наметить отдельные закономерности, дать некоторые сопоставления. При этом большое внимание уделено разрывным сейсмическим движениям (сейсмотектоническим дислокациям), которые прежде нередко выпадали из поля зрения исследователей.

1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений

Голоценовые движения. В Средней Азии, как и в других районах, использование геоморфологических методов, главным образом изучение продольных профилей террас, дает возможность измерить локальные движения, а для оценки региональных — использовать пропорциональные им скорости врезания рек, а также тектонически обусловленный градиент скорости перемещения поверхностей террас. Эти показатели могут быть использованы только как суммарные (алгебраические) за период от первых тысяч до первых десятков тысяч лет, т.е. усредненно характеризовать молодые движения.

Геолого-геоморфологические исследования по выявлению и оценке величин позднеплейстоцен-голоценовых медленных тектонических движений в Средней Азии немногочисленны и относятся преимущественно к Ферганской и Афгано-Таджикской депрессиям и северным предгорьям Тянь-Шаня (Резвой, 1947; Курдюков, 1948, 1951; Захаров, 1955; Финько и др., 1968; Белоусов, 1969; Ланге,

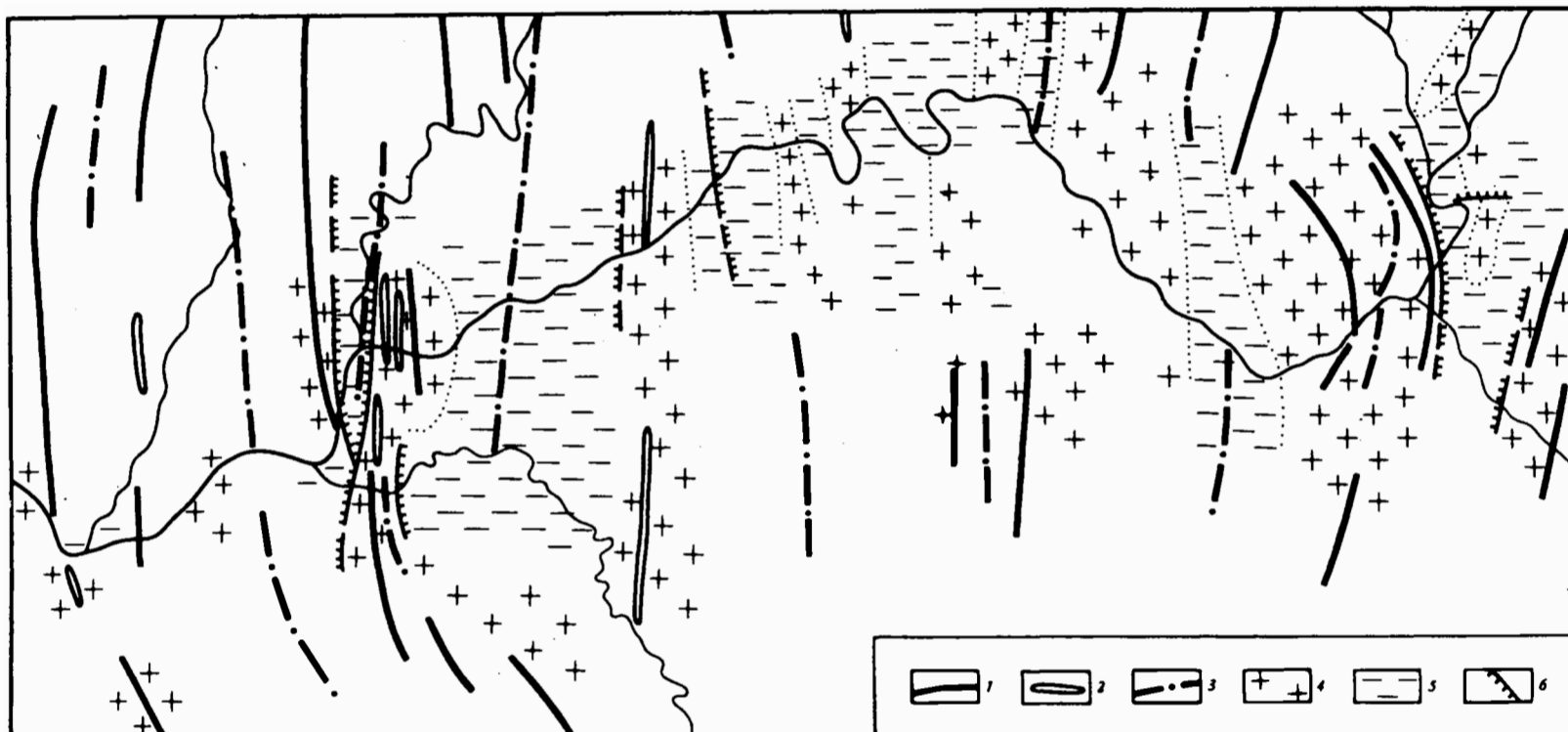
1969, Никонов, 1970в; Якубов и др., 1973; Жидков, Малиновская, 1975). В большинстве этих работ отмечаются локальные пликативные деформации террас, реже приводятся их амплитуды, лишь в отдельных работах делаются попытки расчета скорости; величины градиента скорости не оцениваются. Но даже в тех немногих работах, где даются количественные оценки, последние трудно считать достоверными из-за отсутствия надежных датировок террас и других форм рельефа. Этот же недостаток наблюдается и при оценке величин поднятия по гляциологическим и палеогеографическим признакам.

Метод оценки величин региональных голоценовых движений по соотношению их с неотектоническими, исходящий из гипотезы равномерности врезания рек и пропорциональности величин врезов (Агаханянц и др., 1964; Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970; Тетюхин, 1971, и др.), также нельзя признать строгим, во-первых, из-за чередования фаз повышенной тектонической активности и относительного покоя (Никонов, 1970а, б, 1972а, см. также стр. 18), а во-вторых, опять-таки из-за отсутствия надежных датировок фаз развития долин и, в частности, низких террас.

Стремление возможно точнее количественно оценить величины скорости и градиента скорости молодых движений с учетом их пространственного изменения потребовало прежде всего разработки метода более точного определения возраста молодых форм рельефа и отложений. Такие разработки осуществлены автором на основе использования археологических данных и радиоуглеродных датировок для бассейнов трех крупнейших рек Средней Азии (Никонов, 1973а). В процессе детальных исследований выяснилось, что в Средней Азии голоценовыми следует считать не только пойму и I надпойменную террасу, как это нередко до сих пор считается, но также и более высокие террасы относительной высотой до 15–25 м на равнине и в предгорьях, до 30–60 м в горах (Финько и др., 1968; Тетюхин, 1971; Никонов, 1973а).

Примеры и результаты новых расчетов скорости врезания рек и деформаций террас относятся, в частности, к бассейну р. Пяндж. Комплексный продольный профиль вдоль долины рек Пяндж-Амударья (рис. 17) наглядно свидетельствует о деформациях молодых террас вдоль долины. Подтверждением тектонической природы деформаций можно считать следующее: 1) четкое совпадение положительных изгибов террас с антиклиналями (обычно с их осевыми частями) и наличие изгибов террас при пересечении разломов, даже при неизменной литологии пород; 2) повышение во многих случаях над антиклиналями и границ руслового аллювия, и нижней границы аллювия разных террас, т.е. переход террас, поймы и русла в цокольные и даже коренные; 3) совпадение резких сужений русла и поймы, во многих случаях резких изменений уклона русла с местами пресечения рекой антиклиналей; 4) изгибание всех террас соответственно с увеличением высоты от молодых к древним. Влияние гидродинамических факторов на высоту поймы здесь сводится к минимуму. Кроме того, резкие повышения террас и поймы наблюдаются не в зоне подпора (выше по течению от антиклинали), а непосредственно над антиклиналями или разломами, так что террасы местами даже становятся следующими по счету (или пойма – надпойменной террасой). Следовательно, выявленные деформации террас следует признать тектоническими (рис. 17, 18). Особо нужно подчеркнуть тот факт, что деформации молодых террас здесь даже над разломами в большинстве случаев имеют характер пликативных нарушений. Важно также, что молодые движения над зонами разломов являются унаследованными, хотя и охватывают ограниченные отрезки этих зон. В центральной части депрессии археологическим методом удалось определить возраст террасы высотой 5–8 м в 3000 (± 1000) лет, однако террасы 15–20 м в 8000 (± 2000) лет. Это дало возможность определять скорости врезания реки (табл. 6), учитывая, что эти террасы уже вышли из-под влияния русловых процессов, однако еще не подверглись воздействию склоновых процессов.

Полученные значения возраста террас, деформированных тектоническими движениями, позволяют определить величины градиента скорости вертикальных тектонических движений.



Р и с. 18. Карта голоценовых и современных тектонических движений в центральной части Афгано-Таджикской депрессии

1 — оси антиклиналей, начавших расти в неогене; 2 — то же, в четвертичное время; 3 — оси синклиналей, развивающихся в четвертичное вре-

мя; 4 — участки голоценовых и современных поднятий; 5 — участки голоценовых и современных опусканий; 6 — разрывы, активные в голоцене (штрихи направлены в сторону опущенного крыла)

Материалы по голоценовым движениям рассматриваемой территории позволили сформулировать следующие выводы (Никонов, 1970а,б, 1975а).

1. Основные складчатые и разрывные структуры продолжают унаследованно от плиоцен-четвертичного времени расти в течение последних 10 тыс. лет. Кроме унаследованно развивающихся складок, в верхнем плейстоцене и голоцене появляются новые складки, почти исключительно в пределах синклинальных зон. т.е. общая структура депрессии усложняется (см. рис. 18).

2. В центральной части депрессии разрывы приурочены главным образом к крыльям складок (в своей основе коробчатых) и выражаются на поверхности террас в виде безразрывных деформаций с повышенным градиентом скорости движений ($1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$) по сравнению с градиентом даже на обычных крыльях складок ($5 \cdot 10^{-8} - 5 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$). В окраинных частях депрессии преобладают молодые дизъюнктивные дислокации, характеризующиеся фрагментарным вдоль зон распространением, импульсным проявлением и амплитудами в несколько десятков метров, градиентом порядка $5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$.

3. В целом величины и скорости голоценового вреза и деформации возрастают к востоку, дифференцируясь, однако, по тектоническим зонам. В среднем за голоцен и за каждую его половину скорости вреза над сопряженными антиклиналями и синклиналями в центре депрессии разнились не менее чем на 1–2 мм/год на западе и не менее чем на 2–4 мм/год на востоке.

Полученные величины скорости регионального врезания составляют от 1–1,5 мм/год в равнинной части территории (приблизительно 300–600 м абс. высоты) до 2–6 мм/год в горной части (примерно 1500–2500 м абс. высоты). При расчете по датированным низким террасам р. Сырдарьи и ее притоков (Финько и др., 1968; Тетюхин и др., 1972; Булатова и др., 1973) скорости врезания можно оценить в горах 1–5 мм/год, в низкогорье 1,5–3 мм/год, в предгорьях и на равнине 0,3–0,8–1,3 мм/год. Близкие значения скорости, хотя и без точных датировок террас, получаются для Приташкентского района – до 6 мм/год в среднегорье и до 2,7 мм/год в низкогорье (Якубов и др., 1973), для бортов Ферганской впадины 1–3,5 мм/год (Трофимов, Чедия, 1970; Несмеянов, 1971; Маматкулов и др., 1972), для предгорий Зайлийского Алатау 0,5–3,0 мм/год (Белоусов, 1969; Жидков, Малиновская, 1975). Для характеристики величин локальных движений в Фергане показательно врезание канала над растущей антиклиналью на 12 м за последние примерно 3 тыс. лет, т.е. с ежегодной скоростью 4 мм/год (Рыжков, 1952, 1957). Градиенты скорости голоценовых движений над некоторыми локальными структурами достигают в Фергане и северных предгорьях Тянь-Шаня 10^{-6} год^{-1} .

По опубликованным данным произведен расчет скорости вреза рек и градиента скорости смещения поверхностей террас для районов среназиатских геодинамических полигонов (Никонов, 1971). Полигоны Гармской группы находятся в долине р. Сурхоб в продольном тектоническом прогибе, в зоне крупнейшего Гиссаро-Кокшаальского разлома на границе двух систем поднятий – Гиссарской и хр. Петра I. Три других полигона (Алма-Атинский, Ташкентский и Ашхабадский) располагаются на сочленении интенсивно растущих горных систем (орогенов) с прилегающими равнинами (предгорными прогибами).

Как и для расчета характеристик современных движений (см. ниже), скорость и градиент здесь подсчитаны отдельно для участков вне локальных структур и над активными разломами. Рассчитанные для голоцена и послеледниковое время величины сведены в табл. 7 и изображены на рис. 19. Скорость врезания рек составляет от десятых долей до первых миллиметров в год вне разломов и от первых миллиметров в год до 10 мм/год над активными разломами. Градиент скорости движений над разломами и вне их имеет значения соответственно $10^{-8} - 10^{-7}$ и $10^{-7} - 10^{-6} \text{ год}^{-1}$. Иными словами, над живущими разломами скорость вреза рек и, по-видимому, скорость молодых движений на 0,5–1 порядок, а градиент скорости на 1–2 порядка выше, чем вне зон разрывов.

Особо стоит вопрос о величине и скорости движений в центральных частях горных систем и в высокогорье. На основании оценок глубин врезания рек в придон-

Т а б л и ц а 6

Величины (числитель, м) и скорости (знаменатель, мм/год) врез рек Пяндж-Амударья

Период	Равнинная территория		Предгорья в целом
	Антиклинали	Синклинали	
За первую половину голоцена, в среднем 8000 лет	15–25 2–3	10–15 1,2–1,8	30–80
За вторую половину голоцена, в среднем 3000 лет	8–12 3–4	2–5 0,7–1,7	3,7–10

ных частях долин (но без точных датировок террас) многие авторы для гор Тянь-Шаня и Памира принимают величины скорости 0,5–1,0 см/год или более (Ранцман, 1959, 1960; Агаханянц и др., 1964; Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970; Несмеянов, 1971; Белоусов, 1973). Относительное поднятие некоторых участков хребтов Западного Памира, Северного и Южного Тянь-Шаня, оцениваемое по каровым аномалиям и депрессии снеговой границы (Бондарев, 1975), составляет 300–700–1000 м и относительная скорость соответственно – 5–10–20 мм/год, если считать причиной исключительно тектонические движения и принимать время исчезновения последнего оледенения в Средней Азии около 60 тыс. лет. Максимальные из приведенных величин менее реальны, так как получены для западных частей Заалайского и Дарвазского хребтов с резко убывающим с запада на восток увлажнением, что должно было сказаться на высотах наблюдаемых ледниковых форм. Высокие значения градиентов деформации исходных линий вдоль хребтов (до 10^{-5} год⁻¹) можно считать подтверждением блокового характера движений отдельных участков хребтов.

На Западном Памире, где врезы со времени последнего оледенения достигают глубины 100–150 м (Хованский, 1971), скорость врезания рек можно оценить величиной 6,6–10 мм/год при длительности послеледникового времени 15 тыс. лет и 1,6–2,5 мм/год при длительности 60 тыс. лет (последнее более вероятно). В

Т а б л и ц а 7

Голоценовые (5–10 тыс. лет) и позднелайстоценовые (20–30 тыс. лет) вертикальные движения на полигонах Средней Азии

Полигон	Скорость врезания рек V , мм/год		Градиент скорости врезания рек $ \text{grad } V $, год ⁻¹	
	вне локальных структур	над активными тектоническими структурами, в том числе разломами	вне локальных структур	над активными тектоническими структурами, в том числе разрывами
Гарм	5–6*	10*		
Нимици	1,5–3*	4–6 (4–40)	$(1-6) \cdot 10^{-7}$	$(2-5) \cdot 10^{-6}$
Ашхабад	3,3–0,6	6,5–8*	$(1-2) \cdot 10^{-8}$	$3,3 \cdot 10^{-6}$
Алма-Ата		0,5–1,2		$1 \cdot 10^{-6}$
Талгар	0,5–0,7	до 1,5	$(1-2) \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$
Ташкент	До 1–1,6*		$3 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}$	
	0,3–1,0			
	0,3–0,6			

*За позднечетвертичное и послеледниковое время (20 000–30 000 лет).

этом районе нет препятствий для компенсации глубинной эрозией регионального тектонического поднятия, т.е. для признания одинакового порядка величин скорости врезания и поднятия. В котловинах Восточного Памира, где скорость врезания рек может значительно отставать от скорости регионального подъема, но где имеются хорошо археологически датированные террасы, врезание происходит в голоцене со средней скоростью всего 0,2–0,5 мм/год.

Поэтому, не отрицая возможности подъема горных массивов Средней Азии со скоростью 1–2 см/год, особенно на отдельных участках, мы все же не можем считать эти оценки надежными до получения абсолютных датировок голоценовых форм рельефа высочайших. Совершенно нереальными в свете имеющихся геолого-геоморфологических и геодезических данных (см. ниже) и не имеющими аналогий надо считать оценки регионального поднятия Памира и некоторых хребтов Тянь-Шаня на 700–1200 м за голоцен, т.е. со скоростью 7–12 см/год, которые даются некоторыми авторами (Сидоров, 1970; Максимов, 1969, 1972) на основании ненадежных или необоснованных палеогеографических и палеогляциологических реконструкций (Агаханянц и др., 1964).

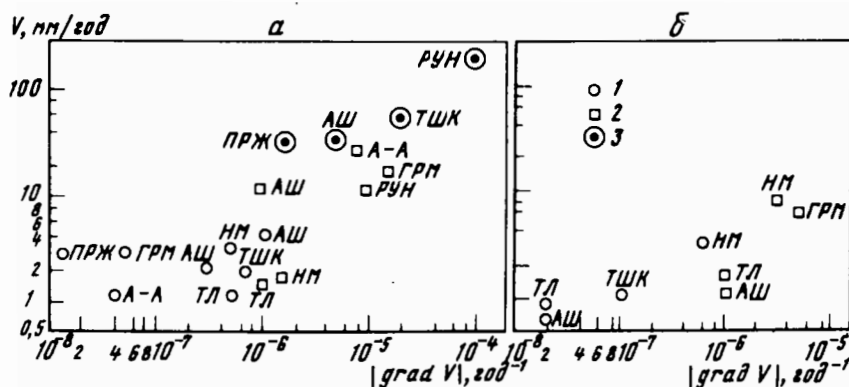
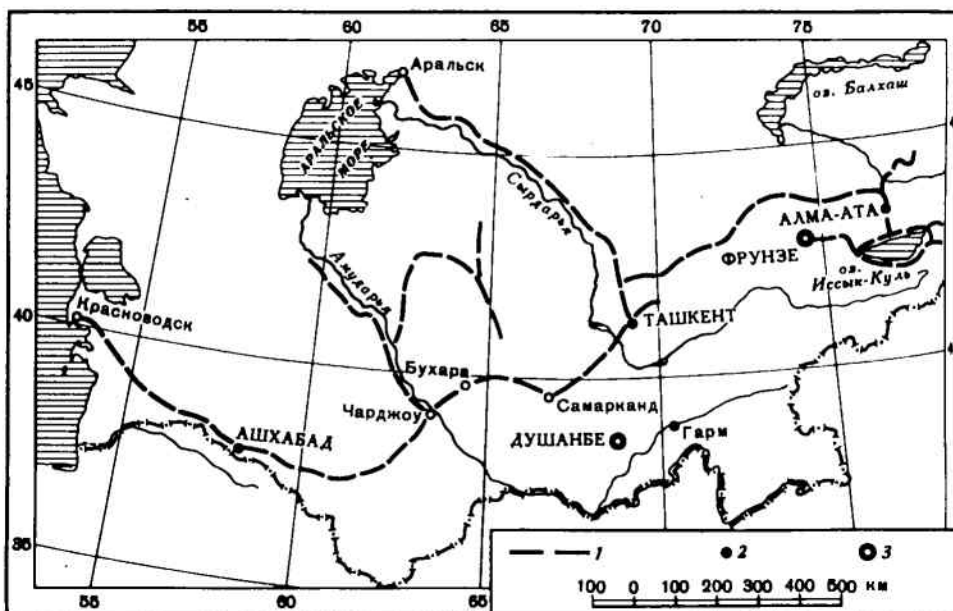


Рис. 19. Графики максимальных скоростей и градиентов скорости современных (а) и молодых (б) движений земной коры на среднеазиатских полигонах

Медленные движения: 1 — региональные; 2 — локальные (над разломами); быстрые движения: 3 — связанные с землетрясениями. Полигоны: А-А — Алма-Атинский; АШ — Ашхабадский; ГРМ — Гармский; НМ — Нимичский; ТЛ — Талгарский, ТШК — Ташкентский, РНУ — Руноу, ПРЖ — Пржевальский

Более надежные данные по равнинам, низко- и среднегорьям Средней Азии показывают (см. табл. 7 и работу (Никонов, 1973а)), что в различных горных районах Средней Азии (без высокогорья) средние скорости врезания рек за последние тысячи лет составляют обычно 1–3 мм/год, увеличиваясь местами до 4–7 мм/год, т.е. они в несколько раз меньше, чем представлялось ранее (Ранцман, 1959, 1960, 1968). Именно в этих условиях, как можно предполагать, происходит сравнительно быстрая и полная компенсация общих и локальных поднятий глубинной эрозией магистральных рек. Приведенные величины не могут, однако, характеризовать скорость врезания потоков другого (по расходам и уклонам) порядка и за малый промежуток времени, тем более в условиях резко активизированных локальных структур или в нивальном поясе гор.

Насколько получаемые величины характерны для более широкого региона и для периода в тысячи–десятки тысяч лет, можно судить по данным Никонова (1973а). Анализ этих данных, во-первых, количественно подтверждает представление о большей интенсивности тектонических и эрозионных процессов в горах по сравнению с предгорьями и равнинами. Во-вторых, из этих данных следует, что процесс врезания горных рек Средней Азии на протяжении последних десятков тысяч лет происходил в среднем равномерно. Этим не отрицается возможное существование мелких колебаний скорости врезания (и даже смены эрозии аккумуляцией) под влиянием экзо- и эндогенных факторов.



Р и с. 20. Схема расположения линий повторного нивелирования и геодинамических полигонов в Средней Азии

1 — линии повторного нивелирования; 2 — полигоны, длительно действующие; 3 — полигоны без повторных измерений

Полученные величины глубины и скорости врезания рек нельзя считать обязательно равными величинам амплитуды и скорости тектонических движений за тот же отрезок времени, как это нередко безоговорочно принимается. Их следует рассматривать как пропорциональные, минимальные, во многих местах однопорядковые и, вероятно, равные значениям величины и скорости тектонических движений. Подтверждение последнего можно видеть в материалах по количественным показателям современных движений региона.

Современные движения. В основу определения величин современных движений положены данные повторных нивелировок вдоль отдельных линий, а также результаты специального высокоточного нивелирования на геодинамических (геофизических) полигонах (рис. 20).

К настоящему времени большая часть линий повторного высокоточного нивелирования располагается в пределах Каракумской и Кызылкумской платформ (Туранской плиты). Некоторые линии частично пересекают области горообразования в пределах предгорий и низкогорий Тянь-Шаня (Арысь — Алма-Ата, Арысь — Чарджоу) или тянутся вдоль них (участок Арысь — Чиили вдоль Тянь-Шаня, Теджен — Красноводск вдоль Копет-Дага). Имеется также несколько линий II и III класса точности в районе Пржевальска, в Ферганской впадине и в Каршинской степи. Единственное пока что пересечение горной системы осуществлено между г. Алма-Ата и оз. Иссык-Куль через Заилийский и Кунгей Алатау. В связи с огромным протяжением трасс повторного нивелирования, их незамкнутым протяжением и отсутствием надежных равномерных наблюдений полученные величины современных региональных движений могут рассматриваться только как относительные. Движения по линии Красноводск — Чарджоу рассчитаны относительно пункта Красноводск (Мещерский, 1968; Брицина и др., 1968), по более восточным линиям — относительно пункта Аральск (Арсланбеков, Райзман, 1968; Мавлянов и др., 1969) по линиям Северного и Западного Тянь-Шаня, Ферганы и Центральных Кызылкумов (Ранцман, Финько, 1963; Мавлянов и др., 1969), по линиям Северного и Западного Тянь-Шаня, Ферганы и Центральных Кызылкумов (Ранцман, Финько, 1963; Мавлянов и др., 1969; Корешков, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1973, 1974; Полтав

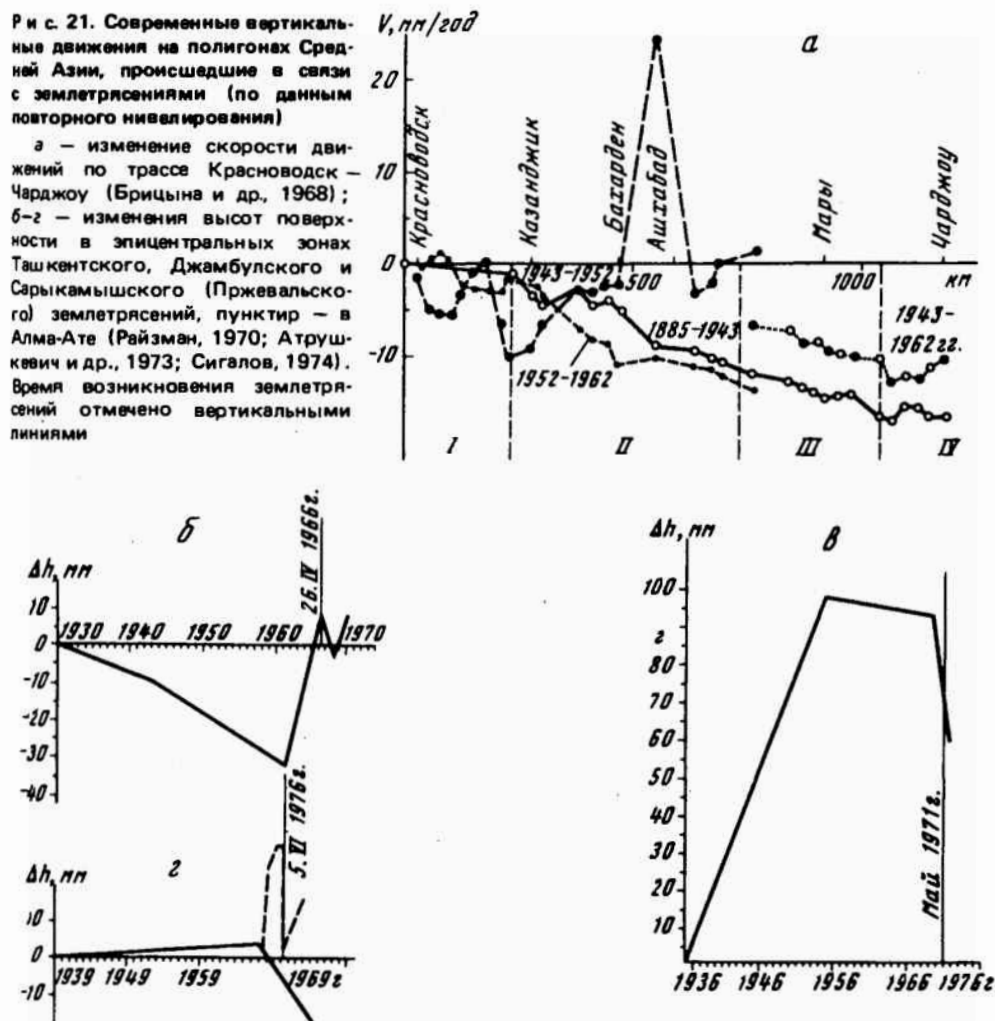
ченко, Тетюхин, 1973; Борисов, Джамалов, 1973) — относительно произвольно взятых конечных пунктов. Возможные среднеквадратические ошибки для большинства линий составляют, по данным авторов материалов, от $\pm 1,2$ до $\pm 3,8$ мм/год.

Несмотря на отмеченные недостатки, повторное нивелирование вдоль указанных линий вполне может быть использовано, с отмеченными оговорками, для общих выводов о современных движениях земной коры. Основанием к этому служит большое превышение полученных значений скорости над значениями ошибок и хорошее в большинстве случаев согласование распределения скорости и градиента скорости движений с геологическими структурами вдоль трасс.

Результаты повторного нивелирования вдоль указанных трасс показывают, что относительная скорость современных вертикальных движений составляет, как правило, несколько миллиметров в год, достигая 10–15 мм/год, а градиент оценивается величинами 10^{-8} – 10^{-7} год $^{-1}$. Относительное поднятие хр. Заилийский Алатау над предгорной и межгорной зонами составляет 3,6–6 мм/год (Сигалов, 1974). Высокая (до 10–15 мм/год) скорость и повышенный градиент движений характерны не только для предгорных и низкогорных активных участков, но и для равнинных, платформенных. Приведенные величины являются средними фоновыми и характерны для расстояний в десятки и сотни километров и для периодов времени в десятки лет. Между тем в ряде случаев выявляются небольшие участки и периоды "возмущения", т.е. резкого отклонения от преобладающих значений скорости и градиента. При этом временные возмущения близки к моментам

Р и с. 21. Современные вертикальные движения на полигонах Средней Азии, происшедшие в связи с землетрясениями (по данным повторного нивелирования)

а — изменение скорости движений по трассе Красноводск — Чарджоу (Брицына и др., 1968); б-2 — изменения высот поверхности в эпицентральных зонах Ташкентского, Джамбулского и Сарыкамьшского (Пржевальского) землетрясений, пункт — в Алма-Ате (Райзман, 1970; Атрушквич и др., 1973; Сигалов, 1974). Время возникновения землетрясений отмечено вертикальными линиями



проявления сильных землетрясений, а пространственно совпадают с местоположением тектонических разрывов или других интенсивно развивающихся структур. В этих случаях движения следует считать скорее быстрыми, чем медленными.

Характерным является пример окрестностей г. Ашхабада на трассе Красноводск — Чарджоу (Мещерский, 1968; Мещеряков, 1968; Брицына и др., 1968; Горшков и др., 1974), где в 1948 г. произошло известное разрушительное землетрясение с магнитудой 7 (7,3), интенсивностью IX—X баллов. На участке трассы близ Ашхабада за период 1943—1952 гг. скорость современных движений увеличилась до +25 мм/год против $-(5-10)$ мм/год в предшествующий и последующий периоды (рис. 21,а). Другие примеры (рис. 21, б—г) относятся к Ташкентскому VIII-балльному землетрясению 1966 г., Пржевальскому VIII-балльному землетрясению 1970 г. и Джамбулскому VIII-балльному 1971 г. (Райзман, 1970; Корешков, 1971; Сигалов, 1973, 1974). Изменения скорости вертикальных движений в этих случаях наблюдались в эпицентральных зонах, но известен случай (Атрушкевич и др., 1973а, б; Сигалов, 1974), когда резкие изменения зафиксированы в Алма-Ате в 160 км от эпицентра VIII-балльного Пржевальского землетрясения 1970 г. Не менее определенно в ряде случаев выявляется приуроченность участков с повышенными значениями скорости и градиента скорости движений к зонам тектонических нарушений (Ранцман, Финько, 1963; Брицына и др., 1968; Мавлянов, и др., 1969; Корешков, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1973; Полтавченко, Тетюхин, 1973).

Еще более надежно и наглядно взаимоотношения величин современных движений с тектоническим строением и сейсмичностью территории выявляются по результатам работ на *геодинамических полигонах*, где наблюдения достаточно детализированы во временном и геологическом отношении, а точность геодезических измерений в большинстве случаев в несколько раз выше, чем вдоль протяженных линий. К настоящему времени в Средней Азии имеются результаты измерений на четырех основных полигонах, расположенных в окрестностях городов Ашхабад, Алма-Ата, Ташкент и Гарм (см. рис. 20). Данные по основным полигонам дополняются наблюдениями, более или менее систематическими, на дополнительных или дублирующих полигонах — Нимичском и Руноу близ Гарма, Талгарском под Алма-Атой, Пржевальском восточнее оз. Иссык-Куль. Развертываются работы на Душанбинском и Фрунзенском полигонах. Подробные сведения о расположении, геологическом строении территории полигонов, характере методики и результатах проведенных на них работ содержатся в целом ряде публикаций (ссылки см. Никонов, 1971а; Nikonov, 1971). Сравнение величин современных движений на среднеазиатских полигонах представляется вполне правомерным, поскольку полигоны находятся в сходных геотектонических условиях, а измерения близки по методике и точности. Протяженность линий повторного нивелирования на Алма-Атинском превышает в настоящее время 130 км, на Ашхабадском — 350 км, а на Ташкентском составляет более 400 км (на площади около 390 км²). Линии нивелирования на каждом полигоне пересекают крупные разломы в зонах сочленения долгоживущих и разнонаправленно развивающихся структур. Ряды измерений на большинстве полигонов достаточно длительны для того, чтобы считать результаты представительными и сравнимыми. Наиболее продолжительные измерения ведутся на Гармском полигоне (с 1957 г. с перерывами), наименее — на Алма-Атинском (с 1967 г.).

Соотношение точности измерений (порядка 0,3—0,5 мм/год) и получаемых величин смещений реперов (миллиметры и в ряде случаев десятки миллиметров) таково, что вполне позволяет делать выводы о величинах движений. Все это дает возможность количественно сравнивать современные движения на полигонах, подразделяя их на общие (фоновые или региональные), с одной стороны, и движения над разломами (локальные), с другой. К полигонам малых размеров (таким, как Гармский) термин "региональные" движения может относиться условно до тех пор, пока их площадь значительно не расширится. Во временном аспекте движения в общем виде можно подразделить на два типа — вековые, медленные, без непосредственной корреляции с землетрясениями, и быстрые движения, связанные с землетрясениями (подробнее см. ниже).

Т а б л и ц а 8

Современные вертикальные движения земной коры на полигонах Средней Азии

Полигоны	Вековые медленные движения					Движения, связанные с землетрясениями		
	Годы измерений	Скорость, мм/год		Градиент скорости, год ⁻¹		Годы измерений	Скорость, мм/год	Градиент скорости, год ⁻¹ *
		Региональные	Над разломами	Региональные	Над разломами *			
Гарм	1957–1966 1966–1969	0–3	2–11,5 ≤ 13–16	(1±5) · 10 ⁻⁸	2 · 10 ⁻⁶ –1 · 10 ⁻⁵ 1,6 · 10 ⁻⁵			
Руноу	1948/49 1967/68		8–9, 10–11		4 · 10 ⁻⁶ –1 · 10 ⁻⁵	1948–1949	20–120	1 · 10 ⁻⁵ –1 · 10 ⁻⁴
Нимичи	1959–1967	2–3	1,4–1,7	5 · 10 ⁻¹ –5 · 10 ⁻⁸	1,4 · 10 ⁻⁶			
Ашхабад	1936–1957	1–2		(1÷3) · 10 ⁻⁷		1939–1962	25–33	
	1966–1968	2–4	12	3 · 10 ⁻⁷ –1 · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻⁶	1942–1952	>8,5 (25)	>(2+5) · 10 ⁻⁶
Алма–Ата	1968–1970	1–1,2	26	4 · 10 ⁻⁸	(6÷8) · 10 ⁻⁶			
Талгар	1965–1969	0,2–0,5 (?)	0,9–1,4	(1÷5) · 10 ⁻⁷ (?)	5 · 10 ⁻⁷ –1 · 10 ⁻⁶			
Ташкент	1939/40– 1962/64	1,4–1,7	12 (?)	(2÷7) · 10 ⁻⁷		1962/65 1966	10–46	≤ (1÷2) · 10 ⁻⁵

*Значения градиента над зонами разломов и отдельными разломами там, где они выходят на поверхность, получены условно в расчете на 1 км.

Фактический материал по характеристикам современных движений земной коры на полигонах сведен в табл. 8 и представлен на рис. 19. Сравнение приведенных в таблице и на рисунке данных выявляет ряд закономерностей (Никонов, 1971а; Nikonov, 1971), из которых применительно к медленным движениям важны следующие. На всех полигонах рассчитанные величины близки между собой. Движения, не связанные непосредственно с землетрясениями, характеризуются скоростью в общем от десятых долей до первых миллиметров в год, тогда как над живущими разломами величина скорости составляет от первых до первых десятков миллиметров в год. Иначе говоря, скорость медленных локальных движений в общем на порядок выше, чем региональных. Значения градиента скорости движений над разломами на один-два порядка больше градиента вне зон дифференцированных движений и соответственно очень близки к тем, что получены для голоценовых движений.

2. Быстрые движения. Разрывные сеймотектонические дислокации

Быстрые движения в сейсмоактивных областях обычно отмечаются в течение интервала времени от нескольких секунд до нескольких лет. Если не говорить о порождаемых землетрясениями сейсмических волнах, то быстрые движения можно подразделить на безразрывные и разрывные. Первые отличаются площадным и колебательным (обратимым) характером проявления, поэтому в рельефе и отложениях не сохраняются и за голоценовое время не фиксируются. Вторые, как правило, линейны в пространстве и необратимы во времени, могут проявляться как во время землетрясений, так и без связи с ними, обычно сохраняются в рельефе и структурах, а следовательно, могут изучаться как применительно к голоценовому, так и к настоящему времени не только геодезическими, но и геолого-геоморфологическими методами.

Разрывные смещения¹, зарождающиеся в очаговых зонах сильных землетрясений, достигая поверхности Земли, проявляются в виде линейных сеймотектонических дислокаций или остаточных деформаций (Рихтер, 1963; Солоненко, 1962; 1973а,б). В Средней Азии до недавнего времени этим дислокациям уделялось в целом неоправданно мало внимания, несмотря на отдельные примеры тщательного их изучения (Богданович и др., 1914; Леонов, 1960, 1965; Расцветаев, Трифонов, 1965; Кучай, 1969, 1971, 1972а, 1974; Никонов, 1974б; Трифонов, 1974). Между тем значение сеймотектонических подвижек для познания процессов деформации, разрядки напряжений, сейсмических проявлений и для познания специфики тектонического развития активных областей не менее важно, чем изучение медленных и безразрывных движений. Поэтому ниже им уделяется специальное внимание.

К собственно сеймотектоническим дислокациям мы относим сейсморвы, уступы (эскарпы или скарпы) и микрограбены (рис. 22, 23). По простираанию формы нередко переходят друг в друга, протягиваясь на сотни метров и километры. Сеймотектонические дислокации имеют, как правило, четкие, резкие формы; глубина (высота) их обычно составляет несколько метров (до 20 м), изредка более. Характерна частичная или полная несогласованность их простираания с протяжением эрозионных, аккумулятивных и структурно-денудационных форм мезо- и микрорельефа; рассматриваемые образования часто следуют вдоль местных водоразделов, но нередко они секут склоны крупных долин, пересекают боковые долины, террасы рек и даже молодые конусы выноса. Поверхностные разрывы фиксируются как в рыхлых породах четвертичного возраста, так и в дочетвертичных осадочных и кристаллических породах.

Среди сеймотектонических разрывов можно выделять голоценовые и современные, возникшие при известных сильных землетрясениях.

Голоценовые сеймотектонические дислокации. Отдельные проявления позднелайстоценовых и голоценовых разрывов со следами вертикальных и горизонталь-

¹ Несомненно, что наблюдаемые на поверхности деформации и смещения, в том числе сеймотектонические, являются следствием и поверхностным выражением деформаций в земной коре, но в данной работе рассматриваются только приповерхностные проявления.



Р и с. 22. Сеймотектонические рвы, протягивающиеся субширотно, вдоль простирации склона, секущие долинки и ложбины.

Урочище Чонкурчак, северный склон Киргизского хребта на меридиане г. Фрунзе, сложенный палеозойскими осадочными и изверженными породами. Вид на восток. Восточнее рвы переходят в единичный уступ, который пересекает террасы р. Аламедин вплоть до 7–9 м, чем и определяется позднеголоценовый возраст сейсмодислокации



Р и с. 23. Сеймотектоническая дислокация северо-восточного простирания, секущая местные водоразделы в виде рвов (на ближнем и дальнем планах) и сухие долины в виде уступа (на среднем плане)

Юго-восточное подножье Вахшского хребта в бассейне р. Таирсу, меловые известняки с покровом плиоценовых и четвертичных лессовых пород

ных смещений отмечались в ряде работ по Средней Азии (Федорович, 1931, 1936; Резвой, 1947, 1956; Кудряков, 1951, 1953, 1956; Мирошниченко, 1958). В них обычно не только устанавливается тип смещения (взброс, сброс, сдвиг), отмечаются амплитуды смещения (первые метры, до 10–15 м), но и приводятся отдельные признаки импульсного, единовременного или повторяющегося, вероятно, в связи с землетрясениями, характера смещений.

В пределах таких крупных зон разломов Средней Азии, как Джунгарская, Северо-Тяньшаньская, Гиссаро-Кокшаальская, Дарваз-Каракульская, Вахшская, Предкопетдагская нередко фиксируются разрезы, в которых деформированные и смещенные по разрывам средне- и позднечетвертичные или даже голоценовые отложения и формы рельефа перекрыты ненарушенными более молодыми слоями или срезаны недеформированными позднечетвертичными и голоценовыми уровнями (Федорович, 1931; Шульц, 1948; Кудряков, 1953, 1956; Мирошниченко, 1958; Рейман и др., 1959; Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1971; Макаров, 1971; Парфенов, 1973; Бельский, Ломоносов, 1974; Бондарев, 1975; Жидков, Малиновская, 1975; Никонов, 1975а). Эти факты свидетельствуют о геологически кратковременных фазах смещений по разломам (или их участкам), но временные пределы фаз в этих случаях не удастся сузить более чем до десятков тысяч лет (рис. 24, 25).

Собственно импульсность (мгновенность) и фрагментарность движений по разрывам во многих случаях определенно выявляются при изучении выраженных на поверхности сеймотектонических дислокаций. Начало специальному изучению голоценовых сеймотектонических дислокаций Средней Азии положили работы Л.М. Расцветаева и В.Г. Трифонова (1965) в Копет-Даге, В.К. Кучая (1971, 1972а, 1974) в Северном Тянь-Шане. Автор обнаружил и исследовал сеймодислокации преимущественно в пределах Таджикистана (Никонов, 1973б, 1974б, 1977 а,б), который, как известно является одной из наиболее тектонически и сейсмически активных территорий не только в пределах Средней Азии, но и всего горного пояса юга СССР. Не повторяя описаний отдельных голоценовых сеймотектонических дислокаций и их систем, остановимся на типологии, вопросах генезиса, связи с тектоническим развитием и землетрясениями, от чего зависят возможности интерпретации и обобщения накапливающихся данных.

Наиболее распространенными можно считать продольные, реже – косые по отношению к тектоническим структурам образования, в которых сочетаются уступы (эскарпы) и рвы (рис. 26, 27). Длина таких образований составляет обычно километры, в редких случаях более 10 км, ширина колеблется в пределах метров – первых десятков метров, высота измеряется метрами, реже – десятками сантиметров или метров. Там, где удается наблюдать смещения по разрывам, они оказываются сбросового, взбросового, сдвиго-взбросового или надвигового типа и измеряются величинами от десятков сантиметров до метров, редко 10–20 м. Наиболее четкие, геологически документированные надвиговые смещения сеймотектонического характера отмечены вдоль северных склонов Киргизского и Заалайского хребтов, т.е. имеют широтное протяжение, сдвиговые – в Дарвазском хребте на участке его северо-восточного протяжения и по разломам северо-западного протяжения в Казахстане (см. раздел II, гл. 3). Значительно реже отмечаются поперечные или косо секущие к основной тектонической и морфоструктурной зональности уступы и эскарпы, видимой длиной в пределах километра, сдвигающие поперек склоны хребтов и долин на несколько метров или десятков метров. Они наблюдались на северных склонах хребтов Заалайского и Петра I, где имеют взбрососдвиговый характер.

Особым типом сеймодислокаций можно считать крупные зияющие рвы – щели глубиной в несколько десятков метров при длине в многие сотни и ширине по верху в первые сотни метров, которые обычно рассекают кристаллические породы поперек или наискосок к простиранию региональных тектонических структур и характеризуют условия растяжения. Такие дислокации позднечетвертичного возраста (в период или после таяния ледников последнего оледенения, но до голоцена) обнаружены автором в нескольких местах Восточного Памира (рис. 28). Анало-

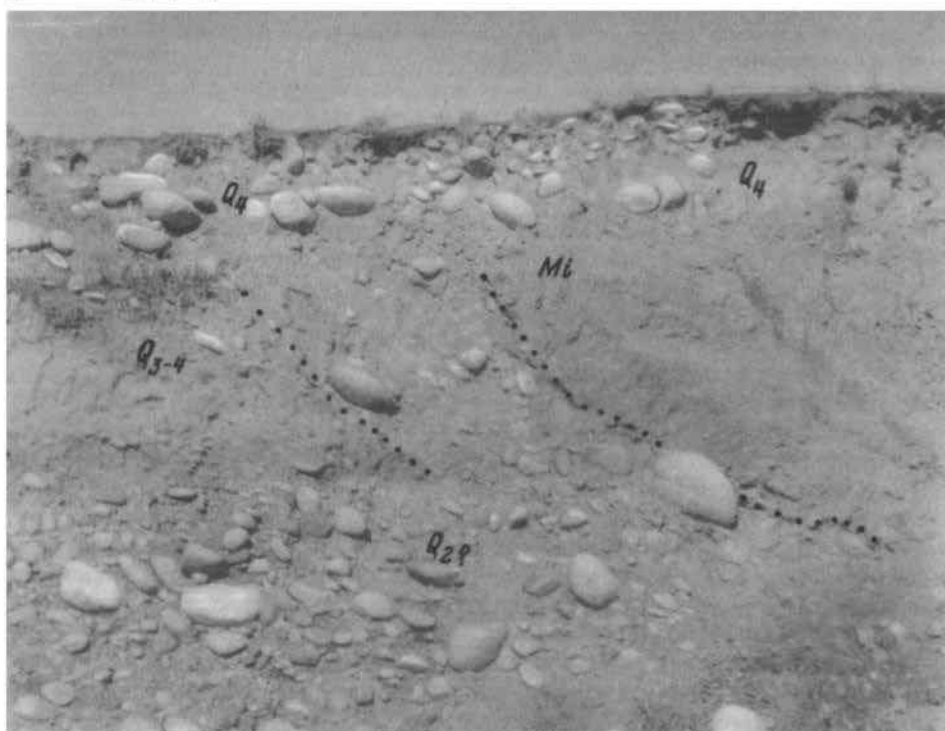
Р и с. 24. Надвиг катаклазированных палеозойских сланцев (P2) на среднечетвертичный аллювий (Q2) в цоколе 60-метровой позднеплейстоценовой террасы на левобережье р. Вахш против устья р. Оби-Гарм.

Аллювиальный и пролювиальный покров террасы (Q3), как и ее поверхность, не деформированы. Плоскость надвига наклонена по азимуту 185° под углом 32°, амплитуда смещения в плоскости надвига 40 м



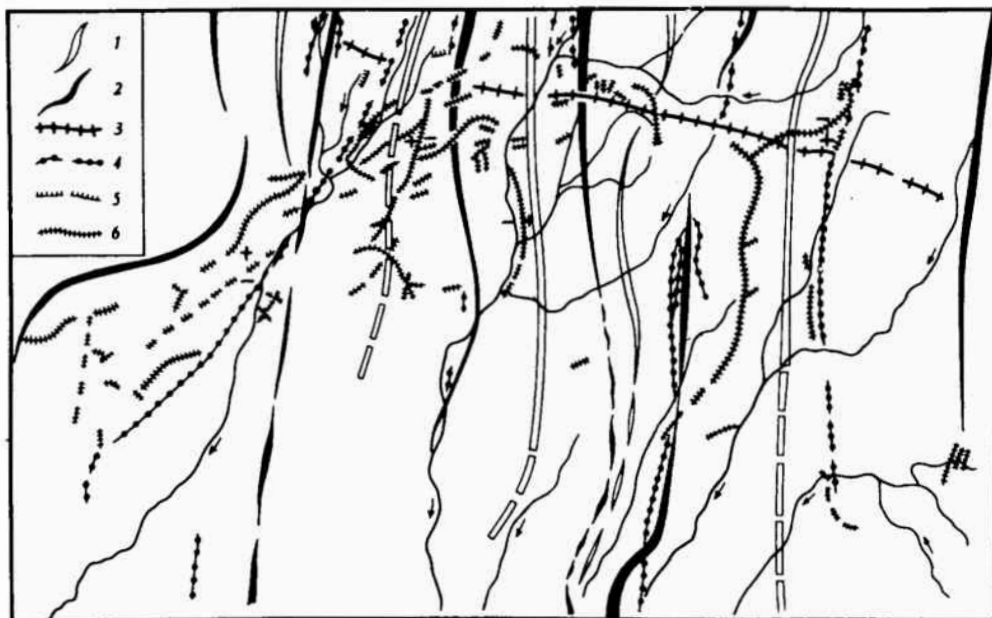
Р и с. 25. Надвиг миоценовых алевролитов (Mi) на среднечетвертичные галечники (Q2?) в цоколе 15-метровой террасы и позднечетвертичные или голоценовые галечники и лёссовидные породы (Q3-4); правый берег р. Иссык-Ата в северных предгорьях Киргизского хребта восточнее меридиана г. Фрунзе.

Плоскость надвига падает по азимуту 140–160° под углом 20–25°, видимая амплитуда смещения 3–5 м, галечный покров голоценовой 15-метровой террасы (Q4) и ее поверхность над надвигом не деформированы



гичные формы описаны в качестве сейсмодислокаций при сильных землетрясениях — Хаитском 1949 г., Чаткальском 1946 г. (Леонов, 1960, 1965) и Сарыкамышском 1970 г. (Григоренко и др., 1973).

Наконец, в горных северо-восточных частях Афгано-Таджикской депрессии наблюдаются рвы и трещины глубиной 1–5 м длиной до 1 км, точно следующие гребням мелких водоразделов и боковым гряд, без определенной ориентировки относительно геологических структур и без видимых перемещений крыльев. Эти последние, вероятно, являются приповерхностными диаклазами, возникшими в результате воздействия на поверхность ударных волн землетрясений, а не в результате выхода на поверхность разрыва в очаге землетрясения.

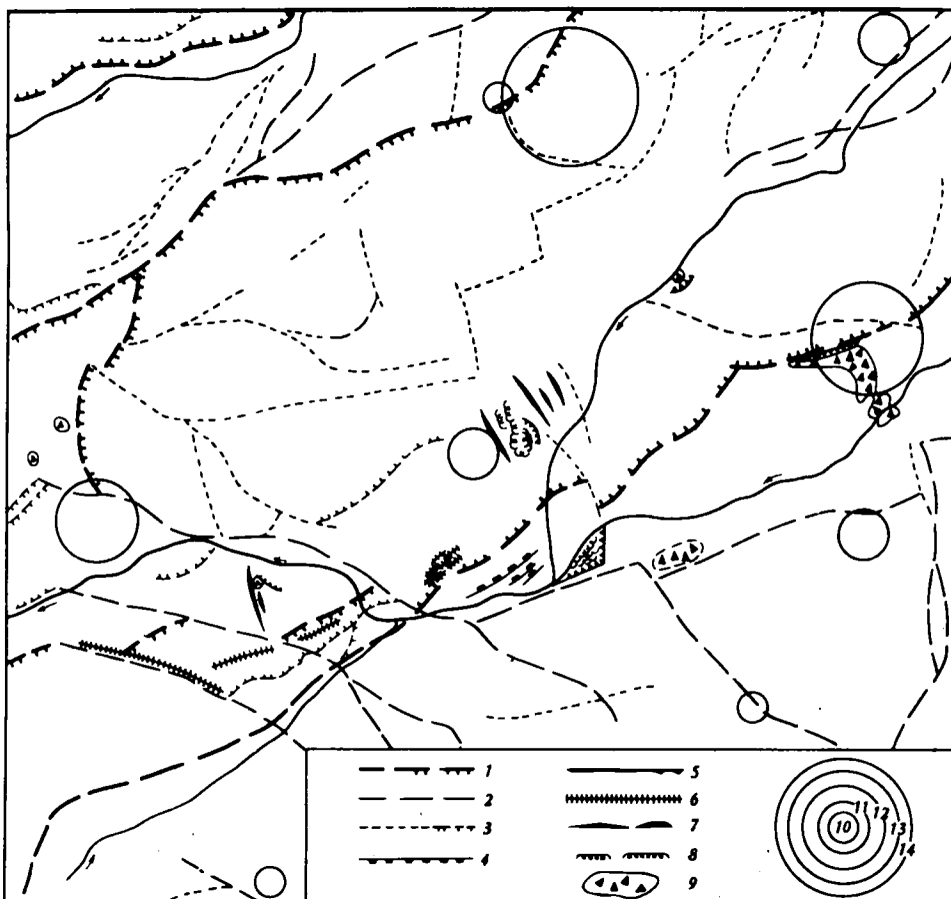


Р и с. 26. Геологическая структура и сейсмотектонические дислокации Афгано-Таджикской депрессии в междуречьях рек Тарсу, Кызылсу и Яхсу

1–4 — новейшие структуры: 1 — оси синклиналей, 2 — оси антиклиналей, 3 — оси поперечных поднятий, 4 — разрывы плейстоценового и четвертичного времени; 5–6 — сейсмотектонические дислокации; 5 — уступы и эскарпы, 6 — рвы и ложбины. Знаками "+" и "—" показаны поднятые и опущенные крылья соответственно

На составленных карте сейсмодислокаций Таджикистана и схеме сейсмотектонических дислокаций Средней Азии (рис. 29, 30) показаны только дислокации первых двух типов. Полнота показа сейсмодислокаций ограничена не только отсутствием их площадного картирования, но и невозможностью их уверенного выделения на обширных участках гор с крутосклонным скальным рельефом. На участках с относительно пологим рельефом и наличием покрова рыхлых отложений, по нашему мнению, имеются следующие свидетельства в пользу сейсмотектонического генезиса рассматриваемых образований.

Во-первых, необходимо исключить возникновение этих форм за счет эрозионных и других экзогенных процессов. Характеризуемые линейные образования обычно не согласуются с простиранием эрозионных форм, но наложены на них и секут их (за исключением иногда самых мельчайших), рвы во многих случаях пересекают местные водоразделы и имеют волнистый продольный профиль с противонаправленными продольными уклонами, по простираанию нередко переходят в уступы или микрограбены, на крутых склонах местами сопровождаются оползнями и обвалами. Во-вторых, рассматриваемые образования находятся в зонах разломов, протягиваются параллельно или непосредственно над геологически установленными разрывами, в том числе новейшего и позднечетвертичного возраста, т.е. вполне согла-



Р и с. 27. Тектонические структуры и сейсмодислокации бассейна р. Чаткал. Составил О.И. Гу-
щанко

1—4 — новейшие разломы: 1 — возникшие в палеозое и обновленные, первого порядка, 2 — то же, второго порядка, 3 — возникшие в новейшее время, 4 — позднеплейстоценовые разрывы; 5—9 — сейсмодислокации: 5 — уступы и стенки отрыва, 6 — ложбины и рвы, 7 — зияющие рвы, трещины; 8 — оползневые тела, 9 — срывы, обвалы, земляные лавины; 10 — землетрясения соответствующего класса энергии

суются с общей структурой и тектоническими разрывами территории. Видимое в ряде случаев рассеечение рассматриваемыми разрывами коренных, в том числе палеозойских кристаллических пород, так же как разрывы и смещения отложений четвертичного возраста, вплоть до позднечетвертичных и голоценовых, наклоны плоскостей смещения внутрь склонов — все это также свидетельства тектонической природы дислокаций.

Более сложно решить, не обязаны ли рассматриваемые образования медленным вековым движениям по разрывам. В общем случае они могут возникать в результате только медленных (вековых), только быстрых (сейсмических) движений или сочетания тех и других. Решить вопрос в пользу именно сейсмической природы рассматриваемых дислокаций можно, по нашему мнению, при наличии одного или нескольких из перечисленных ниже признаков: 1) формы дислокаций, их грани, хотя и четкие, но замкнутые, без следов активного подновления; 2) дислокации пересекают эрозионные формы разного порядка, причем эрозионные формы не приспособляются к дислокациям, как это было бы в случае медленных движений; 3) перестройка системы водотоков со следами внезапного характера изменений в виде подпруд, уступов, резких поворотов и т.п.; 4) сочетание оползней и обвалов с рвами в случаях одинаковой высоты бортов у последних, т.е. при отсутст-



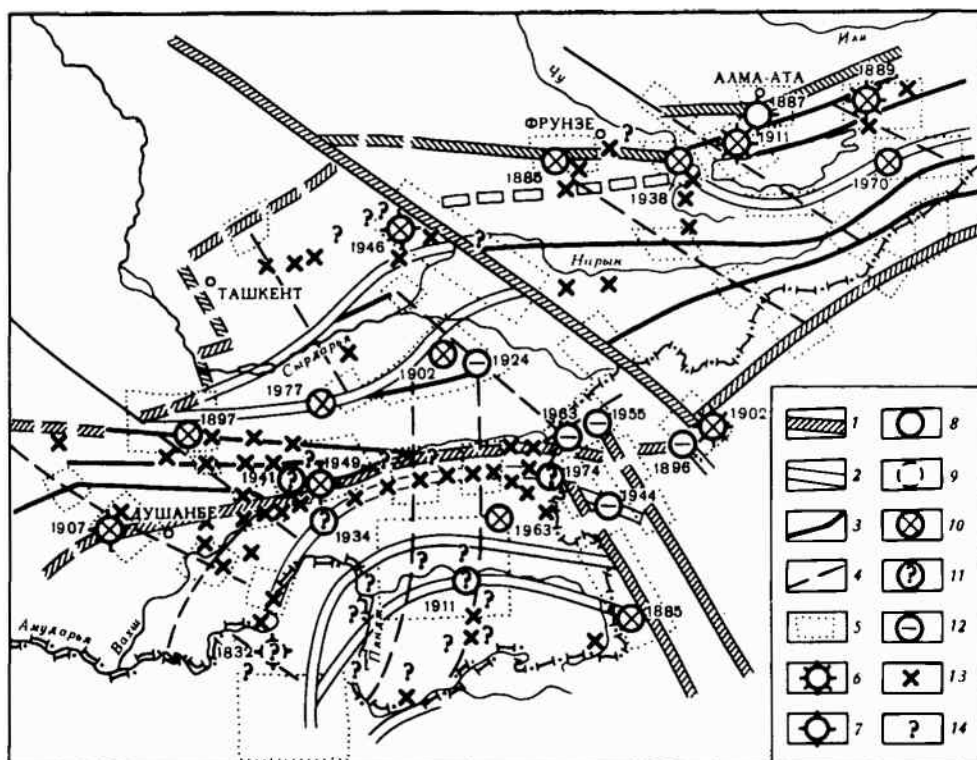
Р и с. 28. Сейсмотектонический ров субмеридионального простирания в докембрийских метаморфических породах; горы Ген в Восточном Памире

вин вертикальных перемещений; 5) проявление сейсмодислокаций при пересечении долин и конусов выноса в верхних голоценовых террасах, но отсутствие следов смещений на более низких террасах, поймах или русле, т.е. иными словами "запечатывание" резких смещений более поздними формами рельефа или отложениями; 6) "затаскивание" покровных рыхлых отложений в виде "языков вниз по сместителю (не по зияющей трещине, конечно); 7) одинаковая величина смещения вдоль разрыва при пересечении ими разновозрастных плейстоценовых и голоценовых конусов, террас и т.п.; 8) нахождение одного почвенного слоя в разном положении на разных крыльях дислокации.

Большинство изученных систем сейсмотектонических дислокаций обладает одним или несколькими такими признаками. К тому же, как показали наблюдения в Южном Таджикистане, в случае сложения поверхности рыхлыми четвертичными отложениями разрывы не секут эту поверхность как сейсмодислокации, но образуют более или менее сглаженный уступ над приповерхностной флексурой. Свидетельством сейсмотектонического происхождения изученных образований является также возникновение вполне аналогичных по облику, соотношению с рельефом и геологическими структурами и по размерам форм (рвов, уступов, эскарпов, микрограбен) в плейстосейстовых областях современных землетрясений Средней Азии (см. ниже) и других сейсмоактивных областей. Для идентификации сейсмодислокаций, не связанных с известными землетрясениями, и использования метода актуализма весьма важными представляются наблюдения за сохранностью сейсмотектонических дислокаций известного возраста. Наблюдения В.К. Кучая в 1967 г. (Кучай, 1969) в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения 1911 г. и наши наблюдения в эпицентральных зонах Файзабадского и Каратагского землетрясений (Никонов, 1974б; 1977а) показали хорошую в аридных условиях Средней Азии сохранность сейсмотектонических дислокаций в течение десятилетий, и, по-видимому, столетий даже в областях развития рыхлых пород. Тем самым существенно увеличивается достоверность генетического истолкования рассматриваемых форм и возможность их использования для выводов сейсмотектонического характера.

Таким образом, мы приходим к выводу, что рассмотренные дислокации должны были возникать при единовременных (одноактных), т.е. сейсмических, импульсных движениях. Для ряда форм окончательно установить отсутствие медленных современных движений по разрывам можно будет только в процессе специальных инструментальных измерений. Пока что повторным нивелированием установлено отсутствие современных смещений только одной из голоценовых сейсмодислокаций Средней Азии в Заилийском Алатау (устное сообщение П.А. Остропики).

Сколько-нибудь подробное изучение импульсности и неравномерности движений вдоль крупных зон разломов проведено только для нескольких таких структур — Джунгарского разлома (Курдюков, 1953), Главного Предкопет-дагского разлома (Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1974), Таласо-Ферганского разлома (Кучай, 19726), Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов (Никонов, 1975а). Во всех этих случаях единовременные импульсные движения захватывали только небольшую часть протяжения соответствующей зоны. Но так как порядок величин смещений по каждой зоне за голоцен один и тот же (обычно первые десятки мет-



Р и с. 30. Морфоструктурная схема Средней Азии с эпицентрами сильных землетрясений и крупными сейсмодислокациями

1–5 — элементы морфоструктуры по данным Герасимова и Ранцман (1973) с изменениями автора для южной части; 1–3 — продольные зоны разломов: 1 — границы горных стран морфоструктурных областей, 2 — границы мегаблоков, 3 — границы блоков; 4 — секущие и поперечные зоны разломов (границы блоков); 5 — границы дизъюнктивных узлов; 6–9 — эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 6,5$ или энергетическим классом $K = 16 \div 18$ (по данным Гельфанда и др. (1973) с дополнением для южной части); 6 — $K = 18$, 7 — $K = 17$, 8 — $K = 16$, 9 — предположительное местоположение эпицентра; 10–14 — крупные сейсмодислокации и группы сейсмодислокаций на поверхности (по данным автора, О.И. Гущенко, Ш.Ш. Деникаева, К.В. Курдюкова, В.К. Кучая, О.П. Сапова и др.); 10–12 — дислокации, связанные с известными землетрясениями и располагающиеся в их эпицентральных зонах: 10 — сеймотектонические дислокации — рвы, уступы, трещины в коренных породах, 11 — сейсмогравитационные дислокации, которые, возможно, маскируют сеймотектонические, 12 — эпицентральные зоны не обследованы; 13–14 — дислокации, возникшие при землетрясениях последних тысяч–десятков тысяч лет: 13 — сеймотектонические дислокации и группы дислокаций, 14 — крупные сейсмогравитационные дислокации, частью маскирующие, возможно, сеймотектонические

ров), формирование зон должно было происходить в виде серии импульсных разрывов и перемещений на разных участках разлома, что в ряде случаев и фиксируется в действительности. Весьма вероятно, что формирование зоны разломов заключается в чередовании во времени и вдоль зоны медленных движений и сеймотектонических импульсов. Для проверки последнего представления в настоящее время мало геолого-геоморфологических и геодезических данных. В зоне Таласо-Ферганского разлома участки развития палеосейсмодислокаций приурочены к отрезкам разлома с минимальными величинами амплитуды и скорости вертикальных движений плиоцен-четвертичного времени (молодые и современные движения здесь не изучались) и одновременно к участкам максимумов высвобождения сейсмической энергии (Кучай, 1972). Иными словами, в этой зоне разломов существует обратная связь между интенсивностью медленных движений и сейсмической активностью. Если взять, например, Гиссаро-Кокшаальскую (Сурхобскую) зону разломов, то на ее протяжении (изученном неравномерно и неравноценно) голоценовые движения имеют разную амплитуду (Ранцман, 1961; Финько, 1970), причем известны участки с заведомо импульсными сеймотектоническими смещениями (см. выше, а также работы А.А. Никонова (1974б, 1977б)) и участки с продолжающимися медленными смещениями (крипом). По инструментальным измерениям, медленные относительные смещения двух блоков по тектоническому разрыву происходят со скоростью 4 мм/год севернее г. Душанбе (Островский и др., 1963) и со скоростью до 11–16 мм/год вблизи Гарма (Финько, Энман, 1971; Певнев и др., 1971). Сеймотектонические дислокации, современные и молодые, и землетрясения на этих участках отсутствуют. Вблизи Гарма смещения локализованы в полосе шириной несколько десятков метров непосредственно в месте свежего, рассекающего голоценовую террасу уступа высотой 12–13 м. При существующей скорости движений по разрыву в этом месте (10–11 мм/год в 1957–1967 гг., 15–16 мм/год после 1968 г.) на формирование уступа такой высоты должно было потребоваться время около 1 тыс. лет. Так как возраст рассекаемой террасы не менее нескольких тысяч лет, неизбежен вывод о неравномерности скорости движений по разрыву в течение голоцена. Показательно, что как по простиранию разрыва, так и в глубь поднятого крыла скорость относительного смещения снижается до нескольких миллиметров в год на протяжении сотен метров (Финько, Энман, 1971). В этом случае, следовательно, мы имеем надежный пример пространственной и временной неравномерности современных медленных и быстрых движений по зоне разломов.

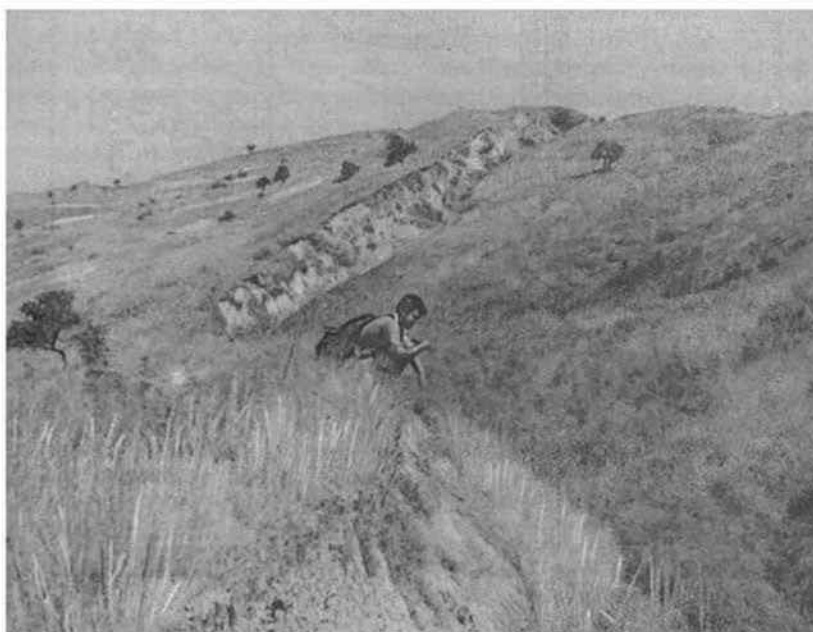
Таким, образом, можно констатировать, что *в пределах Средней Азии обнаружено большое количество сеймотектонических разрывных дислокаций голоценового возраста*, которые возникают во время сильных землетрясений, характеризуются смещениями взбросового, сдвигового, надвигового и смешанного типов на величину до нескольких метров на протяжении сотен метров или километров, реже — десятков километров. Вдоль крупнейших зон разломов (Северо-Тяньшаньской, Гиссаро-Кокшаальской, Дарваз-Каракульской и др.) они нередко образуют целые серии, возникшие, вероятно, последовательно в течение тысяч и десятков тысяч лет. Это не исключает также проявления относительно быстрых, направленных смещений по разломам вне связи с землетрясениями, по крайней мере на отдельных участках.

Современные сеймотектонические дислокации и другие виды быстрых движений. Геодезические измерения динамики современных разрывных сеймотектонических дислокаций не проведены пока ни в одной из эпицентральных областей сильных землетрясений Средней Азии. Специальные геолого-геоморфологические исследования сеймотектонических дислокаций осуществлены непосредственно после некоторых из известных сильных землетрясений — Кебинского 1911 г., $M = 8(8,7)$ (Богданович и др., 1914), Хаитского 1949 г., $M = 7,5 \div 7,7$ (Леонов, 1960), Сарыкамышского 1970 г., $M \geq 6,5$ (Григоренко и др., 1973). В последние годы автором изучались с этой точки зрения эпицентральные зоны нескольких разрушительных землетрясений прошлого — Беловодского (1885 г., $M = 6,5 \div 7,5$), Каратагского (1907 г., $M = 8$), Файзабадского (1943 г., $M = 6$), где на поверхности были обнаружены и изучены не отмечавшиеся ранее свежие сеймотектонические

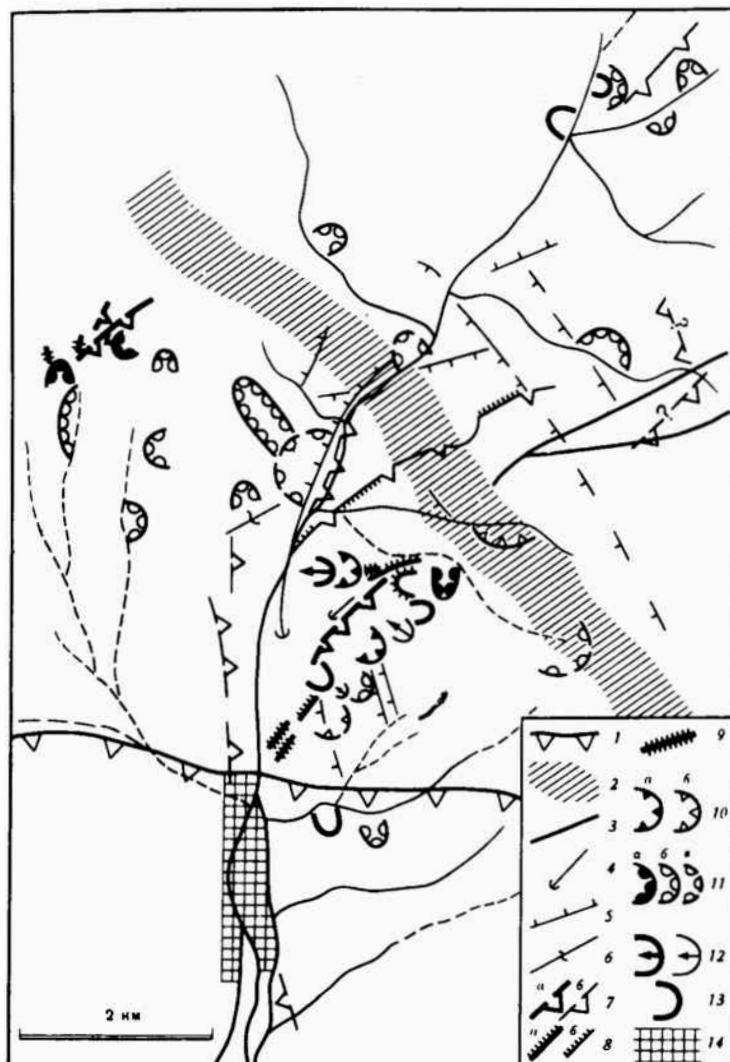


Р и с. 31. Свежий сейсмотектонический ров в меловых песчанниках на левобережье р. Каратаг в эпицентральной зоне Каратагского землетрясения 1907 г. ($M \approx 8$), северный склон Гиссарского хребта, 2 км выше одноименного поселка.

На переднем плане видны мелкие параллельные основному рву трещины и уступы высотой по 10 см, рассекающие отпрепарированный песчанник с волноприбойными знаками. Вид к юго-западу, дно долины р. Каратаг справа вдали



Р и с. 32. Свежий гравитационно-сейсмотектонический уступ субширотного простирания в лессовых породах четвертичного и плиоценового возраста. Водораздел рек Иляк и Кафирниган, верховье р. Яккобед, эпицентральная область землетрясения 1943 г. ($M = 6$)



Р и с. 33. Карта тектонических элементов и сейсмодислокаций эпицентральной зоны Каратагского катастрофического землетрясения 1907 г.

1-6 — элементы тектонической структуры: 1 — граница Гиссарского мегантиклинория и Предгиссарского прогиба, выраженная в виде крутых падений мезозойских и кайнозойских пород к югу вдоль Гиссаро-Кокшаальской зоны разломов, 2 — зона разрывных нарушений в фундаменте (по Г.В. Кошлякову и З.А. Портнягину), 3 — разрывы в породах мезозойского чехла и фундамента (?), 4 — ось антиклинали в мезозойских (K_1-2) породах, 5 — мелкие разрывы плиоценового (N_2) и четвертичного (Q_{2-3}) времени в мезозойских породах, 6 — флексур в мезозойских породах; 7-9 — сейсмотектонические дислокации: 7 — рвы (а — свежие, исторического времени, б — позднеголоценовые), 8 — уступы, эскарпы (а — свежие, исторического времени, б — позднеголоценовые), 9 — трещины в рыхлых отложениях, свежие; 10-13 — сейсмогравитационные дислокации: 10 — обвалы коренных пород (а — исторические, б — позднеголоценовые), 11 — оползни (а — свежие, исторического времени, б — позднеголоценовые, в — доголоценовые), 12 — земляные лавины (а — свежие, исторического времени, б — позднеголоценовые), 13 — срывы, осыпи свежие; 14 — поселок

дислокации (Никонов, 1974б, 1977а). Они представлены сейсмотектоническими уступами и рвами со следами подвижек (рис. 31, 32), подобно тем, которые возникли при известных землетрясениях Средней Азии — Кебинском 1911 г., $M = 8$ (8,7) (Богданович и др., 1914; Кучай, 1969), Ашхабадском 1948 г., $M = 7$ (Горшков, Якушова, 1957), Иранских землетрясениях 1962 г., $M = 7 \div 7,5$, и 1968 г., $M = 7,3$ (Ambraseys, 1963, Ambraseys, Tchalenko, 1968), а также при сильных зем-

летрясениях в других сейсмических областях мира (Рихтер, 1963; Солоненко и др., 1969).

В эпицентральной области Каратагских землетрясений 1907 г. группа свежих дислокаций включает две системы — более крупную на левом берегу р. Каратаг, к северо-востоку от одноименного поселка, и меньшую на правом берегу реки у развалин кишлака Чуянчи (рис. 33). Более крупная Каратагская система сейсмодислокаций протягивается не менее чем на 2,5 км к северо-северо-востоку наискосок по левому борту основной долины от 30 до 400 м высоты над руслом, пересекая второстепенные водоразделы и ложины боковых временных потоков глубиной 10–50 м. Система состоит из свежих переходящих друг в друга и кулисно подставляющих друг друга рвов, уступов и трещин, с которыми связаны такие сейсмогравитационные формы, как срывы, осывы, обвал, оползень. Помимо свежих дислокаций, в пределах участка обнаружено несколько систем более ранних дислокаций в пределах от 100 лет до 2–5 тыс. лет (рис. 33, подробнее см. (Никонов, 1977а)). Голоценовые сейсмодислокации свидетельствуют о нескольких сеймотектонических подвижках по разрывам в течение последних тысячелетий. Очень важно, что активизация разрывов северо-восточного направления при землетрясениях 1907 г. не является случайным актом: именно эти и субмеридиональные разрывы в долине р. Каратаг являются активными в позднечетвертичное и голоценовое время. Часть сейсмодислокаций не только совпадает по простиранию с геологически установленными разрывами, но даже находится на их продолжении.

Исследования в поле и критическое рассмотрение литературы показали, что в эпицентральных зонах 14 из 24 землетрясений с магнитудой $M > 6,5$, произошедших за 1885–1974 гг. в горных районах Средней Азии и прилежащих территорий, обнаружены сеймотектонические дислокации; для трех известны крупные сейсмогравитационные явления, которые могут скрывать возникшие на поверхности подвижки; для пяти эпицентральных зон сведения отсутствуют (см. рис. 30). Только в эпицентральной зоне Верненского землетрясения 1887 г. с $M = 6,5 \div 7,5$ на северном склоне Заилийского Алатау разрывы на поверхности отсутствовали, хотя гравитационные образования были многочисленны (Мушкетов, 1890).

Старые описания не всегда позволяют однозначно решить, имеем ли мы дело во всех случаях с первичными сеймотектоническими проявлениями или с вторичными поверхностными разрывами в результате действия сейсмических волн. Поэтому автор стремился не использовать сомнительные случаи для дальнейшей обработки. За пределами эпицентральных зон (изосейст высших баллов) современные сеймотектонические дислокации не обнаруживаются, а наблюдаются только вторичные или гравитационные разрывы. Большая часть сеймотектонических разрывов на поверхности протягивается продольно по отношению к главным структурным элементам, например при землетрясении 1911 г., но известны также поперечные или секущие (при землетрясениях 1907, 1934, 1949 и 1970 гг.).

Подвижки по разломам там, где они устанавливаются на поверхности, большей частью вертикальны, но для землетрясений 1889, 1902 (Андижанского), 1946 гг. устанавливаются сдвиговые смещения. В ряде случаев они могли остаться незамеченными в связи с методическими трудностями или недостаточным к ним вниманием в прошлые годы.

Собранный материал (табл. 9) позволил получить в первом приближении соотношения между магнитудой землетрясений M , с одной стороны, величинами разрывов на поверхности — длиной возникающих разрывов l , длиной зон разрывов L , величиной смещения по разрывам D , глубиной h и шириной b возникающих рвов и трещин с другой (Никонов, 1975в; Nikonov, 1975). Значения M заимствованы главным образом из книги "Сейсмическое районирование СССР" (1968), соотношения даны известным способом (Точер, 1961) в виде графиков соотношения магнитуды с максимальными величинами разрывов ($\max$) и отдельно со средними m . Здесь приводится лишь первый тип графиков (рис. 34). Разброс точек на графиках может быть связан как с недостаточной точностью исходных данных, особенно для давних землетрясений, так и с различиями в глубине очагов, составе и условиях залегания подстилающих пород, ориентировке разрывов относительно

Т а б л и ц а 9

Характеристика сейсмотектонических дислокаций, возникших при известных силах

№ п/п	Год	Землетрясение	Сейсмологическая характеристика				
			Магнитуда M	Интенсивность I , баллы	Глубина H , км	Длина осей внутри изосейсты IX баллов, км	Площадь внутри изосейсты VIII баллов, тыс. км ²
1	1885	Беловодское	6 1/2–7 1/2	IX		80 x 45	1,1
2	1887	Верненское	6 1/2–7 1/2	IX(X)	10 (?)	100 x 50	1,7
3	1889	Чиликское	$\geq 7 1/2$	IX		190 x 100	38
4	1895	Ташкурганское	6 1/2	VIII	15–20		
5	1897	Ура-Тюбинское	7	VIII(IX)			6
6	1902	Кашгарское	7 1/2	$\geq IX$	70±10	180 x 100 (300 x 120)	~80 (36)
7	1902	Андижанское	6 1/2–7 1/2	IX(VIII–IX)	10	20 x 10	~1,7
8	1907 (21/X)	Каратагское	8 (8,1)	IX(IX–X)	5–30	80 x 27	1,8
9	1907 (27/X)	Чуянчинское	5,5	VIII–IX			
10	1911	Кебинское	8 (8,7)	>IX(X)		200 x 60	11
11	1923	Ура-Тюбинское	6	VIII–IX	≤ 5 (?)		
12	1924	Куршабское	6 1/2	VIII			
13	1934	Арганкульское	6 1/2	VIII(VIII–IX)	5–8	10 x 3	0,1
14	1938	Кемино-Чуйское	6 1/2	VIII(VIII–IX)	55	20 x 8	0,23
15	1941	Гармское	6 1/2	VIII–IX	10–20	30 x 5	0,4
16	1943	Файзабадское	6	VIII–IX	5–20	30 x 14 (15 x 5)	0,1

Сейсмотектонические дислокации							
Источник	Степень изученности сейсмотектонических дислокаций	Вид дислокации	Максимальные известные размеры				
			Длина, км		Ширина, м	Глубина, м	Амплитуда смещений (горизонтальных), м
			Отдельных форм	Зон			
Игнатьев, 1886	2А	Трещины, рвы в рыхлых и коренных породах		21	0,2-2,0	1-3	1,1 (?)
Мушкетов, 1890; Богданович и др., 1914	1АБ	Трещины на горных отрогах, в том числе в кристаллических сланцах. Сейсмотектонические дислокации не обнаружены		30 (?)			
Мушкетов, 1890; Материалы..., 1891; Атрушкевич (личное сообщение)	3	Ступенчатые перекосы грунта. "Значительные трещины"			15-20	1	0,8 5 (г)
Петровский, 1895	3	Трещины в рыхлых (?) породах	0,05		> 0,02		
Леонов Г.Б., 1898	2А	Трещины в лёссах	0,02-0,05		0,06-0,13	2	
Петровский, 1902	3	Трещины в рыхлых отложениях	0,01	(120?)	4	> 1,5	
Мелик-Саркисян, 1903; Чернышев и др., 1910	1А	Трещины в рыхлых отложениях	0,4		≥ 0,18	7	0,15-0,5 (г)
Бронников, 1908; Корольков, 1913; Губин, 1960; Никонов, 1973	2А 1Б	Рвы, скалпы, трещины в меловых известняках, песчаниках и рыхлых породах	0,5	≥ 2,5	1-3	1-3	0,5-2,0
Корольков, 1913; Губин, 1960; Никонов, 1973	2А 1Б	Трещины в коренных породах Рвы в лёссах		0,5	1-2	0,5-2,0	
Богданович и др., 1914; Кучай, 1969	1А 2Б	Скалпы и трещины в коренных породах (граниты, метаморфические сланцы, их контакт)	5	44-50 (200?)	1-20	3-10 (9)	4-5 (10)
Винниченко, 1964	2Б	Трещины	0,05-0,1			2	
Бетгер, 1924	3	Много трещин					
Губин, 1960; Попов, Гинзбург, 1970	2А	Сейсмотектонические дислокации отсутствуют или не обнаружены					
Вильгельмзон, 1947	2А	Трещины, рвы, скалпы рыхлых и коренных породах	0,15-0,30	(10)	0,5-0,9		0,7
Губин, 1960	2А	Не обнаружены					
Губин, 1960; Никонов, 1973	2А 1Б	Трещины, рвы, скалпы в покровных лёссах и неогеновых алевролитах		1,5	2-3	1-3	0,7-1,0

Т а б л и ц а 9 (окончание)

№ п/п	Год	Землетрясение	Сейсмологическая характеристика				
			Магнитуда M	Интенсивность I , баллы	Глубина H , км	Длина осей внутри изосейсты IX баллов, км	Площадь внутри изосейсты VIII баллов, тыс. км ²
17	1946	Чаткальское	7 1/2	IX		100 x 15	5,1
18	1949	Хаитское	7 1/2–7 3/4	IX(X)	20–30	66 x 20	2,1
19	1963	Каракульское	6 1/2	> VII < VIII	30–40		
20	1966	Ташкентское	5 1/4	VIII	8		0,01
21	1970	Сарыкамышское	6 1/2–6 3/4	VIII(VIII–IX)	11–13	18 x 6	0,09
22	1972	Ишканышское	6,1	VII			
23	1974	Маркансуйское	7,2	VIII	14		

П р и м е ч а н и е: 1. Сейсмологическая характеристика приводится преимущественно по книгам "Атлас землетрясений СССР", 1962 г., и "Сейсмическое районирование СССР", 1968 г., 2. Степень изученности сеймотектонических дислокаций: 1 – изучались подробно, 2 – недостаточно подробно, 3 – специально не изучались; А – изучались непосредственно после землетрясения, Б – спустя годы или десятилетия после землетрясения.

структур и элементов рельефа и др. Тем не менее общий характер связи не вызывает сомнения и позволяет определять средние соотношения.

При рассмотрении длин возникающих разрывов определенно выявилась необходимость различать величины отдельных, или элементарных, разрывов l и целых зон L , состоящих из кулисно подставляющих друг друга или следующих с перерывами разрывов. Соответственно вместо обычно составляемого одного графика $L \sim M$ автор составил два графика: $l \sim M$ и $L \sim M$ (рис. 34, а). Получены соотношения:

$$M = 7,62 + 0,83 \lg l_{\max} \quad (l \text{ в км}), \sigma = 1,6; \quad (1)$$

$$M = 7,86 + 0,92 \lg l_m, \sigma = 1,7; \quad (2)$$

$$M = 6,03 + 0,97 \lg L_{\max} \quad (L \text{ в км}), \sigma = 2,1, \quad (3)$$

$$M = 6,25 + 0,90 \lg L_m, \sigma = 2,4. \quad (4)$$

При определении зависимости величины смещения по разрывам от магнитуды землетрясений ($D \sim M$) осредняющая линия из-за малочисленности данных проведена независимо от того, была ли преобладающей вертикальная или горизонтальная составляющая (рис. 34, б). Несмотря на это, именно зависимость $D \sim M$ является наиболее тесной по сравнению с другими. Она характеризуется соотношениями:

$$M = 5,43 + 0,90 \lg D_{\max} \quad (D \text{ в см}), \sigma = 1,1; \quad (5)$$

$$M = 5,38 + 0,94 \lg D_m, \sigma = 1,8. \quad (6)$$

Сейсмотектонические дислокации							
Источник	Степень изученности сейсмотектонических дислокаций	Вид дислокации	Максимальные известные размеры				
			Длина, км		Ширина, м	Глубина, м	Амплитуда смещений (горизонтальных), м
			Отдельных форм	Зон			
Федоренко, 1968; Леонов, 1970	1Б	Трещины, рвы, смещения в кристаллических породах	0,3		15–20	10–15	1–1,5 (г)
Губин, 1960; Леонов, 1960; Дедова, 1966	1АБ	Рвы, трещины в кристаллических породах	0,05 – 0,1	1 – 1,5	20	5–10	5–10 (?)
Леонов и др., 1967	1А	Трещины в рыхлых отложениях и в кристаллических сланцах	0,004	25	0,03–0,05		0,3–0,4 (?)
Ташкентское землетрясение, 1971	1А	Трещины в рыхлых отложениях (лёссы) (не тектонические)	0,02 – 0,05	(14)	0,02–0,03		0,0–0,02
Григоренко и др., 1973; Джанузаков, Ильясов, 1973	1А	Трещины в элювии метаморфических и изверженных пород на гребнях горных склонов	0,005 – 0,03	0,5 – 1,5	0,1 – 1,0		0,1
Сообщение Г.Ш. Ачилова	2А	Трещины в метаморфических породах	0,01 – 0,02	0,037	0,45		
Обследование А.Р. Макарова, А.А. Никонова	2А	Трещины в ледниках и снежниках		20			

Соотношения $h \sim M$ и $b \sim M$ не являются ни тесными, ни показательными, как видно из значительного разброса точек на графиках (рис. 34, а, з). Поэтому приводимые ниже зависимости могут рассматриваться как приближительные:

$$M = 6,23 + 1,4 \lg h_{\max} \quad (h \text{ в м}), \sigma = 1,7; \quad (7)$$

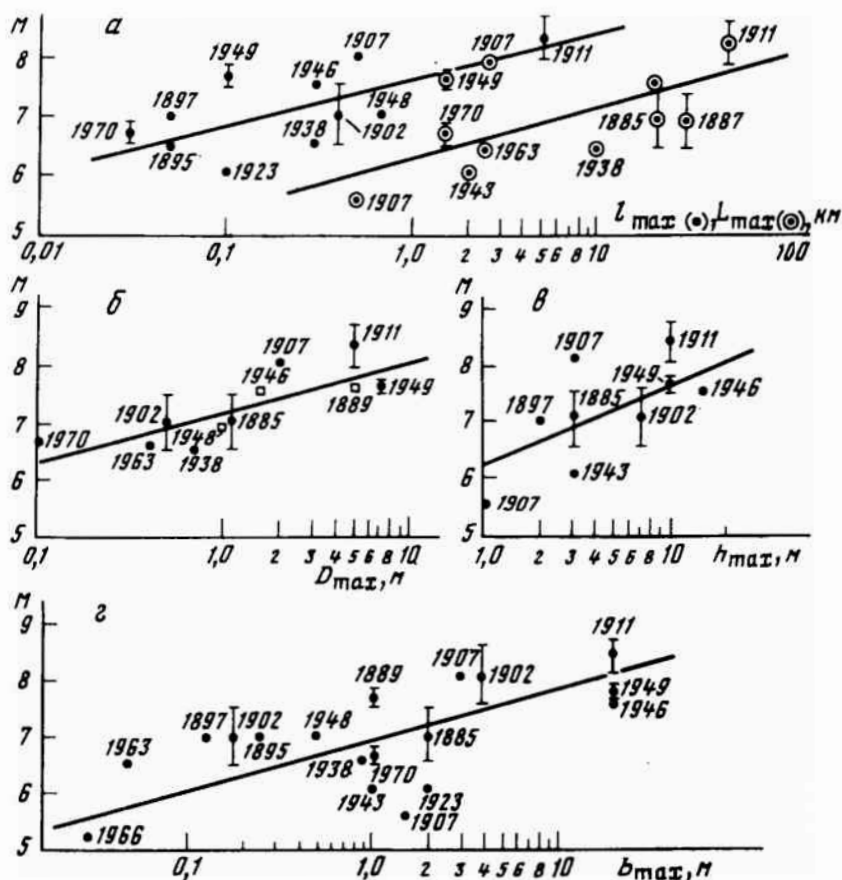
$$M = 6,16 + 1,67 \lg h_m, \sigma = 2,5; \quad (8)$$

$$M = 6,90 + 0,70 \lg b_{\max} \quad (b \text{ в м}), \sigma = 1,7; \quad (9)$$

$$M = 6,97 + 1,13 \lg b_m, \sigma = 1,1. \quad (10)$$

Все равенства можно считать справедливыми только в пределах $6 \leq M \leq 8,5$. Полученные данные показывают, что в пределах Среднеазиатского орогена, как и в других сейсмоактивных районах мира, *сейсмотектонические разрывы на поверхности начинают появляться при землетрясениях с $5,5 \leq M \leq 6$, а смещения по таким разрывам – при землетрясениях с $M \geq 6,5$* . Как и следовало ожидать, величины разрывов и смещений по ним возрастают с возрастанием магнитуды соответствующего землетрясения. Максимальная известная в регионе длина зоны разломов ($L = 50 \div 200$ км) связывается с крупнейшим из известных землетрясением 1911 г. в Северном Тянь-Шане, $M = 8$ (8,7?).

Как упоминалось выше, быстрые движения по разломам периодически могут происходить и вне связи с землетрясениями, как, например, на Гармском полиго-



Р и с. 34. Графики зависимости максимальных величин разрывов поверхности (сейсмотектонических дислокаций) от магнитуд землетрясений Средней Азии (M)

Исходные данные см. в табл. 9, цифры — год землетрясения.

а — зависимость M от максимальной длины отдельных разрывов (l — точки) и зон разрывов (L — кружки); б — зависимость M от максимальной амплитуды смещений D (кружки — вертикальные смещения, квадраты — горизонтальные); в — зависимость M от максимальной глубины трещин и рвов h ; г — зависимость M от максимальной ширины трещин и рвов b

не, где измеренная скорость направленного смещения крыльев разлома на небольшом участке составляет 10–16 мм/год (Финько, Энман, 1971; Певнев и др., 1971).

В Средней Азии имеется несколько примеров быстрых безразрывных движений, проявляющихся в периоды, близкие к землетрясениям и с ними связанными. Обычно они имеют неправильную в плане куполовидную или эллипсовидную в поперечном профиле форму. Движения, связанные с землетрясениями, оказываются значительно более интенсивными (даже в получаемых усредненных значениях) по сравнению с вековыми, превышая последние на один-два порядка по скорости и на два-три порядка по градиенту скорости (см. рис. 19, 21, см. также (Никонов, 1971а)). Максимальные известные амплитуды колебательных движений в связи с землетрясением (речь не идет о генерируемых землетрясениями упругих волнах) составляют сантиметры—десятки сантиметров, период колебаний — годы или десятилетия, радиус площади проявления десятки—первые сотни километров в зависимости от силы землетрясения и, вероятно, его механизма. В отдельных случаях (см. рис. 21) удается выделить предваряющие, сопутствующие и последующие движения, как это, например, отмечено на Алма-Атинском (Атрушкевич и др., 1973а и б; Сигалов, 1974), Ташкентском (Мавлянов и др., 1969; Райзман, 1970; Ташкентское земле-

трясение. . . , 1971) и Гармском (Гусева и др., 1973) полигонах, в эпицентральных зонах Сарыкамышского 1970 г. и Джамбулского 1971 г. землетрясений. Эта замечающаяся как на полигонах, так и на протяженных линиях нивелирования Средней Азии закономерность представляется весьма важной, тем более что она согласуется с материалами по другим сейсмическим районам (подробнее см. раздел III, гл. 5).

3. Некоторые закономерности проявления голоценовых и современных движений и их связь с сейсмичностью в Среднеазиатской и других орогенных областях

Голоценовые и современные движения *Средней Азии* подразделяются по степени дифференцированности и величине на общие фоновые (или региональные) и локальные (в частности, движения над разломами). Скорость движений над активными разломами земной коры составляет от первых миллиметров в год до сантиметров в год, что на порядок больше величин скорости региональных движений. Градиент скорости движений над разломами на 1–2 порядка больше градиента скорости вне зон дифференцированных движений и составляет $10^{-6} - 10^{-5}$ год⁻¹.

По имеющимся данным, в Средней Азии величины относительной скорости современных региональных движений в равнинно-платформенных областях находятся в пределах от долей до нескольких миллиметров в год на коротких расстояниях и от нескольких до 10–15 мм/год на расстояниях в сотни–тысячи километров. Высокую относительную скорость региональных движений, если она не связана с накоплением систематических ошибок на протяженных линиях нивелирования, надо объяснять повышенной современной тектонической активностью Туранской плиты.

Современные и молодые движения имеют одинаковый порядок величин в пределах области новейшего горообразования Средней Азии как на эпипалеозойской платформе, так и в горах альпийской складчатой области, что характерно и для всего плиоцен-четвертичного времени (Шульц, 1948; Костенко, 1972; Чедия, 1972). Дифференциация движений идет в соответствии с активностью новейших тектонических структур (морфоструктур) разного порядка. Именно в этом плане можно истолковывать явное увеличение как глубины, так и скорости голоценового врезания рек при переходе от равнин к предгорьям и в горы. Однопорядковые значения глубин голоценового регионального вреза и амплитуд смещений по разломам в голоцене, с одной стороны, величин скорости врезания рек в голоцене и современных движений по инструментальным данным, с другой, а также равномерное в целом врезание рек Средней Азии в течение конца позднего плейстоцена и голоцена — все это дает основания принимать среднюю скорость региональных тектонических движений в течение последних десятков тысяч лет в пределах от долей миллиметра до нескольких миллиметров в год на равнинах и несколько миллиметров в год в предгорьях и низкогорьях. Показателем реальности этих величин можно считать соответствующие величины фиксированных относительных смещений и деформаций по разрывам, т.е. локальных движений за голоцен, измеряемых несколькими метрами на равнинах, первыми десятками метров в предгорьях и горах (Федорович, 1931; Резвой, 1947; Шульц, 1948; Курдюков, 1951, 1953; Попов, Розанов, 1955; Ланге, 1970; Костенко, 1972; Никонов, 1970а; Чигарев, 1971; Парфенов, 1973; Скобелев, Флоренский, 1974; Белоусов, 1973, и др.). Соответственно среднерасчетные скорости голоценовых смещений по разломам оказываются в пределах от десятых долей миллиметра в год до 1–2, редко 4–8 мм/год.

С точки зрения оценки реальной скорости движений и взаимоотношений с сейсмическими проявлениями очень важна пространственная и временная неравномерность молодых и современных движений в пределах одного региона. В настоящее время не вызывает сомнений вывод о неравномерности скорости и колебательном характере современных движений в сейсмически активных районах Средней Азии (см. рис. 21). В промежутках времени, близких к землетрясениям, современные движения превышают вековые фоновые на 1–2 порядка по скорости и на 2–3 порядка по градиенту скорости, достигая соответственно десятков–сотен миллиметров в год и $10^{-6} - 10^{-4}$ год⁻¹.

Вопрос о существовании в Средней Азии современных колебательных движений вне связи с землетрясениями пока открыт из-за недостаточного объема повторного нивелирования. Имеются данные (Сомов, 1972) о существовании колебательных движений с полупериодом 85–200 лет, однако именно тектонический характер такого рода колебаний в настоящее время доказан быть не может. Факты активизации современных движений в периоды, близкие к отдельным землетрясениям, в их плейстоценовых областях, позволяют предполагать существование периодов региональной активизации современных движений во время региональной сейсмической активности, например 1885–1907, 1943–1949 гг.

Что касается региональных молодых движений, то их неравномерный, а тем более знакопеременный характер из геолого-геоморфологических наблюдений выведен быть не может. Многие геоморфологи до сих пор принимают прерывистость или неравномерность движений, в том числе молодых, на основании террасированности долин. Этого, однако, делать нельзя, поскольку террасированность долин может закономерно возникать в процессе равномерного врезания рек или быть результатом климатических изменений.

В целом соответственно сопоставленные величины градиента скорости и в меньшей степени скорости современных и молодых движений близки между собой. Тот факт, что величины скорости молодых движений в целом меньше, чем современных, легко объясняется большим временем осреднения при подсчете, из-за чего слабее сказываются короткопериодические флуктуации и даже знакопеременность движений. Этот вывод, уже сделанный ранее на более обширном материале (Гзовский, Никонов, 1968), в данном случае можно рассматривать как подтверждение той неравномерности, знакопеременности движений, которая проявляется в чередовании медленных вековых, вероятно также неравномерных, и быстрых сейсмических движений.

Данные о современных движениях Средней Азии служат также надежным количественным выражением и подтверждением представлений о *повышенной подвижности многих зон разломов и о неравномерности движений по ним во времени*. Тот факт, что над зонами многих разломов величины скорости современных медленных движений на порядок, а градиенты скорости на 1–2 порядка выше соответствующих значений региональных движений, возможно также связывать с временной неравномерностью и даже знакопеременностью смещений по разломам. Иначе пришлось бы допустить смещения по разломам в предгорно-низкогорных районах на 100 м и более за голоцен, на 1 км и более за поздний плейстоцен, т.е. почти на порядок более реально отмечаемых геолого-геоморфологическим методом величин (даже с учетом плоскостной денудации, см. стр. 183).

Такие возвратные в течение лет – столетий движения по разломам, вероятно не тектонического происхождения, могут проявляться в так называемых безамплитудных разломах, известных в горных странах (см., например, Костенко, 1972). На разломах со смещением крыльев движения могут быть возвратно-поступательными.

Именно неравномерность молодых и, вероятно, современных движений как на протяжении крупных сейсмогенных зон, так и на каждом отдельном участке такой зоны во времени делает очень затруднительным при существующей весьма слабой, с точки зрения дифференциации рассматриваемых движений в зонах, изученности оценку сейсмической опасности по градиенту скорости движений.

Реальное значение для сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности с точки зрения взаимосвязи молодых и современных движений с сейсмичностью приобретает изучение *сейсмотектонических дислокаций*. Важность изучения современных и древних сейсмодислокаций для сейсмического районирования и определения сейсмической опасности неоднократно отмечали многие геологи (Горшков, Якушова, 1957; Солоненко, 1962, 1973б; Кучай, 1972а, 1974). Однако использование сейсмодислокаций в указанных выше целях еще не стало полноценной частью комплексных сейсмотектонических работ (Сейсмическое районирование СССР, 1968). В Средней Азии это не в последнюю очередь было связано с незначительностью материала по сейсмодислокациям и недоработанностью критериев их использования.

В настоящее время можно считать установленным, что в Средней Азии следы сейсмотектонических дислокаций и подвижек по разломам голоценового и позднплейстоценового возраста весьма многочисленны (см. рис. 29, 30). Хотя их распределение на схеме в большой мере отражает степень изученности территории, все же можно сделать следующие выводы относительно пространственного распределения сейсмотектонических подвижек, а следовательно, и сильных землетрясений региона в последние тысячи лет.

1. Выявленные голоценовые и современные сейсмотектонические дислокации сосредоточены в целом в районах высокой современной сейсмичности. В ряде случаев дислокации группируются в эпицентральных областях известных сильных исторических землетрясений или около них (например, землетрясений 1885, 1907, 1934, 1946 гг.).

2. Сейсмодислокации располагаются большей частью в пределах крупных продольных тектонических зон первого порядка, таких, как Северо-Тяньшаньская, Гиссаро-Кокшаальская, Дарваз-Каракульская и др.

3. Простираание основных сейсмотектонических дислокаций и, по-видимому, плейстосейстовых областей соответствующих землетрясений большей частью отражает простираание продольных тектонических структур, в том числе разрывов разного порядка, но в ряде случаев согласуется с простираанием поперечных структур.

4. Рассматриваемые дислокации, хотя в основном и тяготеют к участкам пересечения разломов разной величины и простираания (тектоническим узлам), нередко встречаются и за пределами таких участков и даже в местах, где крупные активные разломы и сильные землетрясения исторического периода неизвестны (см. рис. 30). В частности, такими являются участки новообразованных разрывов и сейсмодислокаций субширотного простираания между Дарваз-Каракульской и Гиссаро-Кокшаальской зонами, западнее Пшартской зоны (западнее устья р. Бартанг).

Полученные для Средней Азии средние соотношения между размерами разрывов и смещений и магнитудой коровых землетрясений подобны таковым для других сейсмически активных областей Земли. На среднеазиатском материале, несомненно, подтверждается и уточняется закономерность: по мере увеличения интенсивности землетрясений увеличиваются размеры сейсмодислокаций (Точер, 1961; Солоненко, 1962; Гзовский, 1963; Солоненко и др., 1969). В Средней Азии при коровых землетрясениях с $M < 5,5$, $I \leq VIII$ баллов сейсмотектонические дислокации не отмечаются, при землетрясениях с $M = 6,5 \div 7$, $I = VIII \div IX$ баллов длина разрывов может достигать километров при амплитуде смещений крыльев в десятки сантиметров, при землетрясениях с $M \geq 8$, $I = IX - X$ баллов длина разрывов достигает десятков и первых сотен километров, ширина разрывов и амплитуда смещений крыльев – до 10 м. Общее отличие по сравнению, например, с Монголо-Байкальским регионом, Калифорнией и Невадой и средними для мировых данных соотношениями состоит в том, что в Средней Азии при том же значении магнитуд величина возникающих дислокаций и смещений по ним значительно меньше (табл. 10, рис. 35). Конкретные, пусть даже приближенные соотношения $L \sim M$ оказываются в 2–10 раз меньше, а $D \sim M$ на порядок меньше в Средней Азии, чем, например, обобщенные соотношения, принимавшиеся М.В. Гзовским (1963), и существенно иными, чем в Монголо-Байкальском регионе (Солоненко и др., 1969; Солоненко, 1970) (табл. 10). Иными словами, при равных магнитудах землетрясений размеры разрывов оказываются меньше в сейсмически и тектонически более активном районе (Средняя Азия) по сравнению с менее активным (Монголо-Байкальский регион). Ясно, что оценку интенсивности и магнитуды крупнейших землетрясений прошлого на основе изучения палеосейсмодислокаций можно осуществлять только на основе конкретных региональных, но не обобщенных или заимствованных из другого района соотношений $L \sim M$, $D \sim M$ (см. стр. 205).

Характер и размеры ряда сейсмотектонических дислокаций Средней Азии таковы, что могут рассматриваться как показатели землетрясений силой IX баллов, в то время как на действующей карте сейсмического районирования некоторые участки с такими сейсмодислокациями отнесены к VIII-балльной зоне.

Таблица 10

Соотношение размеров очагов (L_0 , км), длины поверхностных разрывов (L , км) и величин районах и по данным разных авторов

Магнитуда землетрясений, М	Обобщенные величины (Шебалин, 1971, — L_0 ; Гзовский, 1963, — L , D)			Монголо-Байкальский регион (Солоненко и др., 1969)	
	L_0	Наиболее вероятная L	Смещение $A_{\max}$	L	D
$\geq 7,5$	40–400	30–100	20–70	50–850	≤ 10
7,5–6,5	20–50	15–30	10–20	≤ 45	$\leq 7–8$
6,5–5,25	10–20 (50)	3–15	2–10	—	—

* При магнитуде по шкале Рихтера.

Определения возраста сейсмотектонических дислокаций в эпицентральных зонах известных землетрясений могут иметь значение также для оценки частоты сильных землетрясений и импульсных тектонических подвижек на этих участках.

Так, обнаружение нескольких (5–7) систем сейсмотектонических дислокаций в бассейне р. Каратаг, возникших в течение последних примерно 5 тыс. лет на площади менее 50 км² (см. рис. 33), позволяет оценить среднюю расчетную повторяемость разрушительных землетрясений — не реже одного раза в тысячу лет ($N = 1 \cdot 10^{-3}$). Принимая наши определения возраста более молодой из голоценовых сейсмотектонических дислокаций, можно оценить наибольшую частоту первыми сотнями лет (Никонов, 1977а). Это не противоречит сейсмостатистике, согласно которой здесь отмечено лишь одно землетрясение $M > 6,5$ за последние примерно 120 лет.

Интересно сопоставить возможный период накопления упругой деформации с предполагаемой периодичностью землетрясений, подобных Каратагскому. Средняя расчетная скорость относительного поднятия массива Дарвазакам за последние 1–3 млн. лет, считая величину поднятия плиоцен-четвертичной поверхности выравнивания в 1,5 км, составляет 0,5–1,5 мм/год. Величина скорости современных движений по геодезическим данным на полигонах Средней Азии, как показано выше, также колеблется от долей миллиметра до первых миллиметров в год. Если считать, что снятие энергии упругой деформации IX-балльными землетрясениями сопровождается смещениями на 0,5–2,0 м, как это наиболее вероятно для Каратагского землетрясения 1907 г., то для накопления упругой деформации того же порядка потребуется соответственно при скорости движений в 0,5 мм/год от 1 до 4 тыс. лет, при скорости 1,5 мм/год — от 330 до 1300 лет, при 3 мм/год — от 160 до 660 лет, при 5 мм/год — от 100 до 400 лет. Этот сугубо ориентировочный расчет показывает, что возможная повторяемость землетрясений интенсивностью IX $\pm$ 0,5 балла, особенно если взять современную скорость воздымания Каратагского поперечного поднятия в 3–5 мм/год как наиболее вероятную, находится в тех же пределах, что и независимо полученная по данным о сейсмотектонических дислокациях.

Таким образом, по геолого-геоморфологическим данным, в последние тысячи лет повторяемость землетрясений $I = IX \pm 0,5$ балла, $M = 5,5 \div 8$ на этом участке может считаться $10^{-3} \geq N \geq 10^{-2}$ лет (Никонов, 1977а).

Выводы более общего сейсмотектонического характера для Среднеазиатского орогена могут быть сведены к следующему. Во-первых, в Средней Азии сейсмотектонические дислокации, т.е. современные и молодые разрывы и смещения, могут быть обнаружены в эпицентральных областях разрушительных землетрясений прошлого, даже если район считается достаточно изученным. Сейсмотектонические дислокации на поверхности могут проявляться уже при землетрясениях с $M = 5,5$, а при $M \approx 8$ достигать нескольких километров длины и амплитуды смещения в первые метры. Во-вторых, ясно, что существуют более тесные и конкретные связи между разрушительными землетрясениями и геологическими

ны смещения по ним (D , м) с магнитудой землетрясений (M) в разных сеймотектонических

Калифорния и Невада (Востриков, 1973, — L_0 ; Tocher, 1958; Никонов — L , D)			Средняя Азия (Востриков, 1973, — L_0 ; Никонов, 1973, — L , D)		
L_0	L	D	L_0	L	D
≥ 50	80–500	4–10	50–100	20–50	2–10
10–50	6–80	1–7	20–50	1,5–20	0,2–2
3–10*	1,5–6*	0,1–0,3*	10–20	0,5–1,5	0,2

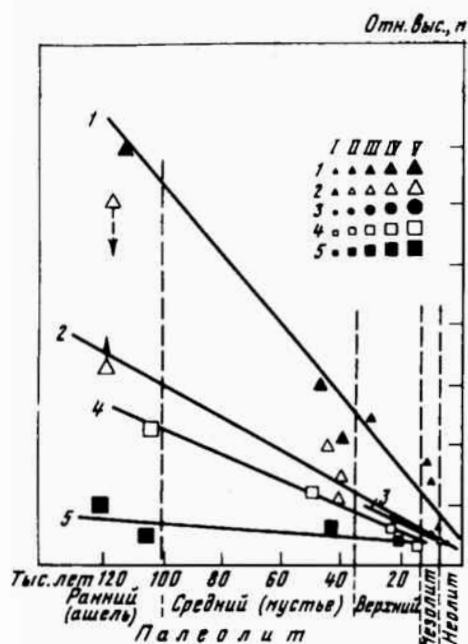
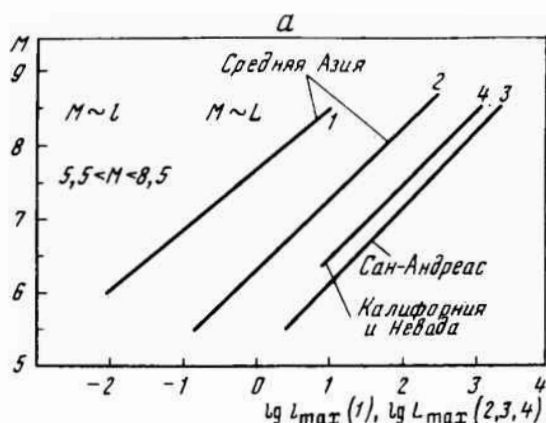
структурами, между медленными и быстрыми движениями, чем обычно принимаются при работах регионального или обзорного характера. Эти связи могут и должны быть предметом конкретных крупномасштабных исследований. В-третьих, тщательное изучение сеймотектонических дислокаций и их возраста может привести к уточнению сейсмологических особенностей и причин крупных землетрясений, уточнению оценок их максимальной интенсивности и повторяемости, к определению характера развития, типа и величины смещений по крупным зонам разломов за разные отрезки времени.

В заключение приведем *некоторые сопоставления с другими горными странами.*

Средняя скорость послеледникового (20–15 тыс. лет) врезания рек Кавказа оценивается величинами 8–20 мм/год в высокогорье, 2–7 мм/год в среднегорье и до 1,5 мм/год в предгорьях (Растворова, Щербакова, 1963; Щербакова, 1973; Растворова, 1973). Близкие величины независимо получены автором для более продолжительного времени с использованием высоты расположения археологических памятников (Никонов, 1973д). В предгорьях Карпат, в Предкарпатском и Закарпатском прогибах по имеющимся материалам (Соколовский и др., 1974; Гофштейн, 1974) скорости врезания рек в течение голоцена в среднем составляли 0,3–0,7 мм/год, увеличиваясь над локальными структурами до 1 мм/год.

Сопоставление величин скорости врезания рек разных горных стран показало, что скорости врезания рек в горных районах Средней Азии, Кавказа, Монгольского нагорья характеризуются последовательно меньшими величинами в соответствии с уменьшением общей высоты и крутизны гор (рис. 36). В последние десятки тысяч–тысячи лет скорость врезания рек в равнинно-платформенных областях (0,05–0,7 мм/год) в несколько раз, максимально на порядок, меньше, чем в областях современного активного горообразования (0,5–7,0 мм/год).

Не только в Средней Азии, но и на Кавказе отмечены локальные разрывные дислокации взбросового и сдвигового типа позднеплейстоценового и голоценового возраста. Они фиксируются по нарушениям молодых флювиальных форм, ледниковых форм и отложений в предгорных и горных районах (Когошвили, 1970; Щербакова, 1973). Их размах за голоцен измеряется метрами, может быть первыми десятками метров. В последние годы в разных частях Кавказа все в больших масштабах устанавливаются не только гравитационно-тектонические, но и сеймотектонические дислокации голоценового и современного возраста (Сейсмогенные структуры..., 1973). Е.М. Щербакова (1973) находит на Кавказе признаки усиления дифференциации молодых движений в местах и периоды более интенсивных восходящих движений, особенно выделяя конец плейстоцена, когда быстро снималась ледниковая нагрузка. То же отмечается для Альп (Jäckli, 1965; Schaer, Jeanrichard, 1974). Отметим близость этих данных и представлений к тому, что по фактическим данным фиксируется и для платформенной области покровного оледенения Фенноскандии (см. стр. 48).



Р и с. 35. Зависимость длины отдельных разрывов l и длины зон разрывов L (а) и величины смещений по разрывам (б) от магнитуды землетрясений M в Средней Азии, на разломе Сан-Андреас, в Калифорнии и Неваде

Р и с. 36. Связь относительной высоты расположения и возраста приречных стоянок каменного века (график врезания рек). Составлено по материалам А.П. Окладникова, А.А. Никонова, В.А. Ранова, С.Л. Троицкого (Средняя Азия), В.П. Любина, В.М. Муратова (Кавказ), А.Г. Медоева (Казахстан), И.К. Ивановой, П.И. Борисковского (Русская равнина)

I — неолит; II — мезолит; III — верхний палеолит; IV — средний палеолит (мустье); V — ранний палеолит (ашель). 1 — Средняя Азия, предгорья и нагорья; 2 — Кавказ, низко- и среднегорье; 3 — нагорье Северной Монголии; 4 — Русская платформа, Приднепровская и Среднерусская возвышенности; 5 — Туранская платформа, Прибалхашская равнина Казахстана

Современные региональные движения тектонически активных орогенных областей в западной части Альпийского складчатого пояса (Лилиенберг и др., 1972; Карта современных вертикальных движений..., 1973; Собакарь и др., 1975; Schaer, Jeanrichard, 1974; Jeanrichard, 1975) по данным отдельных линий повторного нивелирования составляют в осевых частях гор от 4–8 до $\geq 12,7$ мм/год на Кавказе, от 1,5–2,0 до 4–5 мм/год в Карпатах и 1–2 мм/год в Альпах. Движения относительно предгорных прогибов обычно на 1–6 мм/год больше. Характерно общее согласование распределения знака и интенсивности современных движений с морфоструктурами и четвертичными движениями, хотя на отдельных участках отмечается их перестройка. В течение текущего столетия как будто намечается чередование периодов активизации и ослабления современных региональных тектонических движений Кавказа и Карпат в связи с колебаниями величины высвобождаемой сейсмической энергии в этих районах (Ананьин и др., 1973). Имеются данные по современным локальным медленным движениям в пределах Кавказа и Карпат как пликвативного, так и разрывного характера со смещениями сбросового и, вероятно, взбросо-надвигового характера со скоростью от долей до нескольких миллиметров в год (Лилиенберг и др. 1972; Сомов, 1974б; Собакарь и др., 1975).

Т а б л и ц а 11

Основные характеристики голоценовых и современных вертикальных движений горных стран Альпийского пояса и гор Средней Азии
Составлена по материалам И.Д. Гофштейна, Д.А. Лилиенберга, В.А. Матцковой, А.А. Никонова, В.М. Сигалова, И.Л. Соколовского, В.И. Сомова, F. Jeanrichard и др.

Характеристика	Альпы	Карпаты	Кавказ	Тянь-Шань
Голоценовые				
Скорость регионального поднятия гор в среднем за 20–10 тыс. лет, мм/год (оценка по скорости врезания рек)	0,2–1,1	$\geq (0,3–0,7)$ (5)	2–7 (10–20)	3–7 (10–20)
Наличие сейсмотектонических дислокаций	Не известны	Не известны	Известны	Многочисленны
Современные				
Максимальная скорость поднятия хребтов, мм/год	1–2	2–5	$\geq (8–13)$	6 ($\geq 15?$)
Максимальная скорость погружения предгорных прогибов, мм/год	0,5–2 (?)	1–2	3–6	6 (12)
Максимальный градиент скорости региональных движений, год ⁻¹	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}–1 \cdot 10^{-6}$
Максимальные градиент скорости вертикальных движений, год ⁻¹	$4 \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-7}$	$(1–3) \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}–1 \cdot 10^{-5}$

Соответственно сопоставленные *величины скорости и градиента скорости региональных и локальных движений возрастают в ряду Альпы–Карпаты–Кавказ–Тянь-Шань* (табл. 11), что можно рассматривать как показатель различий в тектонической активности сравниваемых горных стран. Некоторые сопоставления с новейшей тектоникой и сейсмичностью приведены ниже (см. стр. 193).

Глава 3

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ РАЗЛОМАМ ТИХООКЕАНСКОГО И ДРУГИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

1. Некоторые общие сведения о горизонтальных движениях

Важность изучения горизонтальных движений (горизонтальной компоненты пространственных смещений и деформаций) не вызывает сомнения. Однако изученность горизонтальных движений, особенно голоценовых и современных, значительно уступает изученности вертикальных. Если изучение последних геологами и геоморфологами продолжается около двух столетий, океанографами и геодезистами — около 70 лет, то горизонтальные движения (горизонтальные составляющие) привлекли внимание специалистов лишь в начале нашего века и специально точными методами измеряются лишь несколько десятилетий.

Известная гипотеза дрейфа континентов А. Вегенера сопровождалась астрономо-геодезическими расчетами, согласно которым Гренландия удаляется от Европы со скоростью 10–30 м/год. Однако последующие точные специальные измерения показали отсутствие систематического смещения материков со скоростью более первых дециметров в год (Щеглов, 1963). В 60-х годах в связи с возникновением и распространением идей новой глобальной тектоники опять возрос интерес к изучению горизонтальных движений. Выводы о сближении Европы и Северной Америки, Европы и Японии со скоростью 17–19 см/год, сделанные по данным долготных наблюдений (А. Stoyko, N. Stoyko, 1966), оспарива-

ются (Щеглов, 1973; Изотов, 1975). Позднее (Stoyko A., Stoyko N., 1969) двумя астрономическими методами было определено несущественное за 43 года смещение по долготе Европы относительно Японии, но подтвердили необходимость предположения о смещении Америки по отношению к Евразии по долготе.

Уиттен (Whitten, 1970) подсчитал, что по изменениям широты разных обсерваторий за последние 70 лет по отдельности в пределах континентов (плит) Северной Америки, Азии, Европы угол вращения этих континентов составит соответственно в расчете на 10 млн. лет 5° против часовой стрелки, $6,5$ и 4° по часовой стрелке. В расчете на 10 тыс. лет это дает соответственно 18 ; $23,4''$ и $14,4''$ или $(3,2 \div 4,1'') \cdot 10^{-4} \text{ год}^{-1}$, т.е. $1-1,4 \text{ см/год}$. Полученные значения согласуются с величинами угловой скорости смещения плит по расчетам сторонников новой глобальной тектоники, однако автор отмечает невозможность выделения в астрономических данных влияния векового движения полюса.

Более поздняя работа (Fessel, 1974) оценивает движения Евразийской и Американской плит друг относительно друга на сферической поверхности Земли по точным измерениям времени и широты на 45 обсерваториях за 1962–1972 гг. Этот метод дает результаты, не зависящие от миграции полюса вращения, возможные локальные ошибки редуцируются путем исключения из обработки данных тех обсерваторий, которые располагаются в сейсмических районах, и выбором обсерваторий в пределах одной широтной зоны. Полученные координаты полюса движения Америки относительно Евразии в целом согласуются с определениями его положения по геофизическим данным. Относительное движение континентов определяется как их расхождение (удаление) со скоростью $(15 \pm 7) \cdot 10^{-7} \text{ град/год}$. Исследователь считает эту величину угловой скорости почти на порядок больше той, что дают геофизики для последних миллионов лет, и объяснение такого превышения усматривает в коротком временном интервале или несогласовании систем отсчета. В пересчете угловая скорость составит $5,4'' \cdot 10^{-4}$ в год ($5,4''$ за голоцен), что дает смещение на земной сфере $1,8 \text{ см/год}$, т.е. того же порядка, что при расчетах Уиттена, и не противоречит скорости расширения дна Атлантического океана по геофизическим расчетам (Le Pichon et al., 1973).

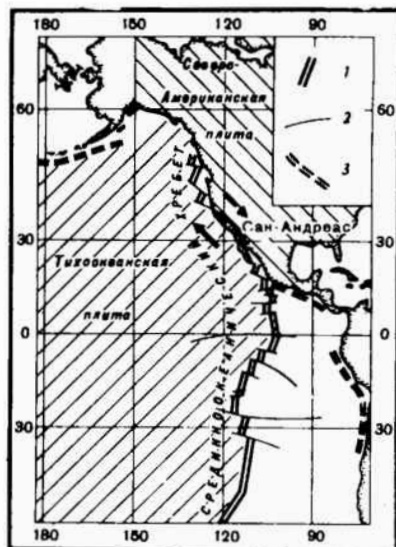
Известна еще одна попытка тщательного анализа астрономических данных об изменениях широты и отдельно долготы в течение нескольких десятилетий (Proverbio, Quesada, 1974). Данные по основным станциям, расположенным на разных континентах (плитах), обработаны по единой усовершенствованной системе с коррекцией за долговременные колебания и с использованием метода оптимизации, при котором меньше сказывается положение возможных центров ротации. Годовые широтные вариации выражаются следующими величинами: Америка $+13'' \cdot 10^{-4}$, Евразия $-30'' \cdot 10^{-4}$, Япония $-27'' \cdot 10^{-4}$ (или за голоцен соответственно $+13''$, $-30''$ и $-27''$. — А.Н.). Обработка долготных наблюдений в единой системе и с использованием групп считающихся более надежными данных при фиксированной на Земле системе отсчета привела к выводу о сближении Японии и Европы со скоростью около 1 см/год и расхождении Евразии и Северной Америки со скоростью порядка 10 см/год за период 40–70 лет. Обращено внимание (Proverbio, Quesada, 1974) на согласование независимо рассчитанных широтных и долготных изменений и согласование расчетных величин скорости относительного смещения с теми, что получены ранее геолого-геофизическими методами для последних десятков миллионов лет (среднерасчетные скорости расширения дна Атлантического океана для последних миллионов лет определяются в $1-2 \text{ см/год}$, т.е. заметно меньше).

Эти обнадеживающие результаты еще не оценены и не признаны другими астрономами и поэтому вряд ли могут приниматься неспециалистами как достоверные.

Возможности спутниковой геодезии и лазерной техники, вероятно, смогут обеспечить в близком будущем независимые наблюдения с точностью, достаточной для определения движений со скоростью в первые сантиметры в год (Markowitz, 1969; Le Pichon et al., 1973; Изотов, 1975). Интересными обещают быть результаты недавно начатых непосредственных дальномерных измерений с целью определения смещений Гренландии относительно Арктической Канады, о. Ван-

Рис. 37. Положение зоны разломов Сан-Андреас в качестве трансформного разлома на границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит согласно концепции новой глобальной тектоники

1 — рифты Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия; 2 — трансформные разломы; 3 — глубоководные желоба



кувер относительно материка Северной Америки, о. Сицилия относительно Апеннинского полуострова.

Традиционные и новые методы наземных измерений более результативны в пределах отдельных участков и активных тектонических зон внутри материков. Наибольший объем повторных триангуляций и с наибольшим успехом проведен на территории Японии (Harada, 1967; Miyamura, 1969; Sato, 1973). Технические трудности, недостаточная корреляция с геологической обстановкой и несомненная зависимость региональных движений от частых сильных землетрясений и вулканических извержений в значительной мере затрудняют геологическую интерпретацию уникальных данных. Значительные региональные смещения (горизонтальные) известны в связи с сильными землетрясениями 1960 г. в Чили, 1964 г. на Аляске (Plafker, 1972).

А. Стойко и Н. Стойко (A. Stoyko, N. Stoyko, 1975) по вариациям долготы пяти южноамериканских станций констатировали прогрессивное смещение к востоку перед Чилийским землетрясением 1960 г. с $M = 8,4$ и последующее резкое смещение к западу, которые на западном побережье были в 2 раза больше, чем на восточном. В тот же период в Северной Америке такие явления не происходили. Отмечаемое этими авторами значительное увеличение широты Тихоокеанского побережья Северной Америки по отношению к Атлантическому в последние 15 лет, по-видимому, может быть объяснено смещением по зоне разломов Сан-Андреас (см. ниже).

Платформенные области в свете полученных в последние годы данных как геологических, так и особенно по непосредственным измерениям в шахтах напряжений в горных породах (Муди, Хилл, 1960; Hast, 1969; Гзовский, 1975) нельзя считать совершенно стабильными в отношении внутренних относительных горизонтальных движений. По измерениям современных напряжений в шахтах горизонтальная сжимающая компонента превышает величину геостатического давления в несколько раз.

Интересно отклонение меридиональных сторон египетских пирамид на $4' \pm 1'$ к западу от истинного направления на север. Считается, что это не могло быть ошибкой строителей, а вызвано главным образом вращательными движениями Сахарской плиты за прошедшие 4,5 тыс. лет, возможно, в связи с развитием рифта Красного моря (Pawly, Abrachamsen, 1973). Подобным образом предполагается вращательное движение за 500 лет в районе г. Самарканда, т.е. на сочленении Туранской плиты с Тяньшаньским орогеном по отклонению на $10'$ от истинного северного направления секстанта обсерватории Улугбека (Мавлянов, Ишмухамедов, 1972).

Непосредственные геодезические измерения горизонтальных смещений в пределах платформ пока ограничиваются несколькими участками. На западе Индостанского щита южнее г. Бомбей и восточнее подводного Малабарского желоба (разлома) сравнение триангуляций 1842–1866 и 1965–1969 гг. показало возможное смещение к востоку единого блока со средней скоростью порядка 0,8–3,5 мм/год (Bhattacharji, 1970). На юге Западно-Сибирской плиты предпо-

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 сейсмотектоники и гляционизостазии 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 сейсмотектонические 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
----------------------	-----