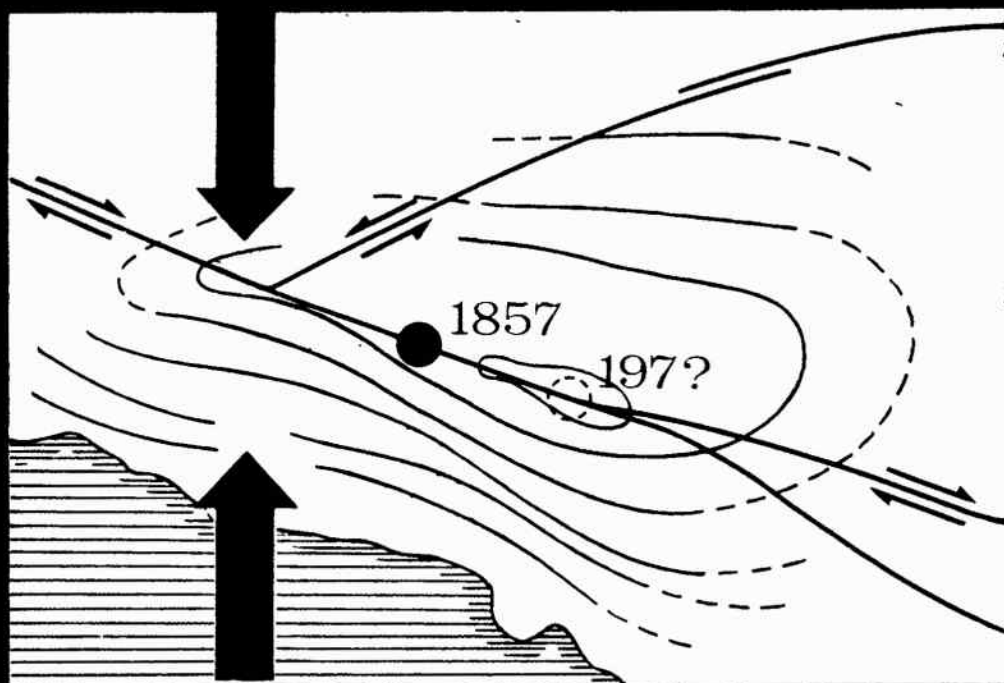


А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

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



МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



МЕЖСОЮЗНАЯ КОМИССИЯ ПО ГЕОДИНАМИКЕ

A.A.Nikonov

# Recent crustal movements

---

GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL  
AND SEISMOTECTONIC ASPECTS



PUBLISHING HOUSE • NAUKA •

Moscow 1977

А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры

---

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •  
Москва 1977

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

В монографии совместно и взаимосвязанно рассматриваются голоценовые и современные, медленные (вековые) и быстрые (сейсмические), вертикальные и горизонтальные движения. Даются количественные характеристики разных видов движений в пределах платформ, с одной стороны, и подвижных поясов, с другой. Кроме основного фактического материала по Фенноскандии, Средней Азии и Калифорнии, привлечены сравнительные данные по многим другим, сходным в тектоническом отношении регионам. Большое внимание уделено движениям палеоизотатической природы, сейсмотектоническим вопросам, 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 исследований и представляет первую сводку мировых данных по проблеме, которой теперь уделяется большое внимание, в частности в рамках Международного Геодинамического Проекта.

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

Табл. 22. Илл. 83. Библ. 733 назв.

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

лагается деформация триангуляционной сети с расхождением между двумя по вторными съемками до  $\pm 6''$  при систематической ошибке  $\pm 0,9''$  (Фиалков 1970). Самый надежный пример современных сдвиговых смещений по разлому дают геодезические работы на Криворожском разломе в пределах Украинского щита (Бондарук и др., 1969; Самарский и др., 1969; Курочкин и др., 1973). Здесь известен глубинный, протяженностью 200 км, сбрососдвиг с правосторонним смещением по плоскости разлома на несколько десятков километров в докембрийских породах (Самарский и др., 1969) и вероятным сдвиганием в четвертичное время (Семенюк, 1971). Специальная обработка триангуляционных измерений 1928–1929 и 1949–1950 гг., 1965 и 1968–1971 гг. дала возможность установить наличие современного правостороннего сдвигания по разлому со средней скоростью 3–10 мм/год, что в 3–5 раз больше скорости современных вертикальных движений по основному и второстепенным разломам (Курочкин и др., 1973).

Современные горизонтальные движения по отдельным разломам и зонам разломов фиксируются повторными триангуляциями с интервалом в 70 лет на Западно-Европейской платформе в зоне Эльбы (ГДР) со скоростью 5–10 мм/год и на границе Панонского массива и Южных Карпат (Венгрия) со скоростью 1–2 мм/год (Проблемы современных движений..., 1969).

Наиболее показательные и полные данные как геолого-геоморфологического, так и геодезического характера имеются для голоценовых и современных медленных и быстрых сдвиговых смещений по отдельным крупным зонам разломов в подвижных поясах — Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийскому разлому в Новой Зеландии, Северо-Анатолийскому в Малой Азии и некоторым другим (Pavoni, 1971). Это заставило нас сосредоточить внимание на рассмотрении именно горизонтальных сдвиговых смещений, избрав главным объектом сдвиги Калифорнии, изучение которых ведется наиболее длительно, подробно, комплексно и соответственно результативно. Выбор региона целесообразен также ввиду его активной и хорошо изученной сейсмичности, исключительных размеров сдвиговой зоны и ее положения на границе двух крупных блоков земной коры (плит, в понимании сторонников новой глобальной тектоники; рис. 37).

## 2. Движения по разломам Калифорнии

Американские геологи считают Калифорнию одним из наиболее тектонически активных районов континента Северной Америки в позднем кайнозое и до настоящего времени (Никонов, 1975б)<sup>1</sup>. Общее поднятие Береговых хребтов в позднеплиоцен-четвертичное время оценивается в сотни метров. Вертикальные складчатые и разрывные движения на отдельных участках обнаруживаются также в позднем плейстоцене и голоцене. Скорость поднятия наиболее активных складок в четвертичное время оценивается в 1–6 мм/год, а в позднем плейстоцене — голоцене — до 5–8 мм/год.

Наиболее важной и интересной структурой в Калифорнии, а может быть и вообще на континентах, является зона разломов Сан-Андреас. Обычно под этим названием понимают целую систему (рис. 38) продольных разломов (Сан-Андреас, Калаварас, Хейвард, Сан-Габриель, Мишн-Крик, Сан-Джасинто и др.) в целом северо-западного простирания в поясе шириной 50–200 км, среди которых собственно разлом Сан-Андреас является наиболее крупным по протяженности (около 900 км), амплитуде смещения и современной активности. Система продольных разломов осложнена поперечными, среди которых выделяются Гарлок, Биг Пай и Уайт Волф (см. рис. 38). Собственно разлом Сан-Андреас на суше представляет зону шириной от нескольких метров до 10 км, выраженную в рельефе в виде четких прямолинейных и крутых рвов, уступов, узких гряд и впадин, хорошо различимых на местности, картах и аэрофотоснимках. По геологическим данным разлом имеет почти вертикальную плоскость сместителя. По глубине гипоцентра

<sup>1</sup> Количество ссылок на литературу в этой и последующей главах ограничено.

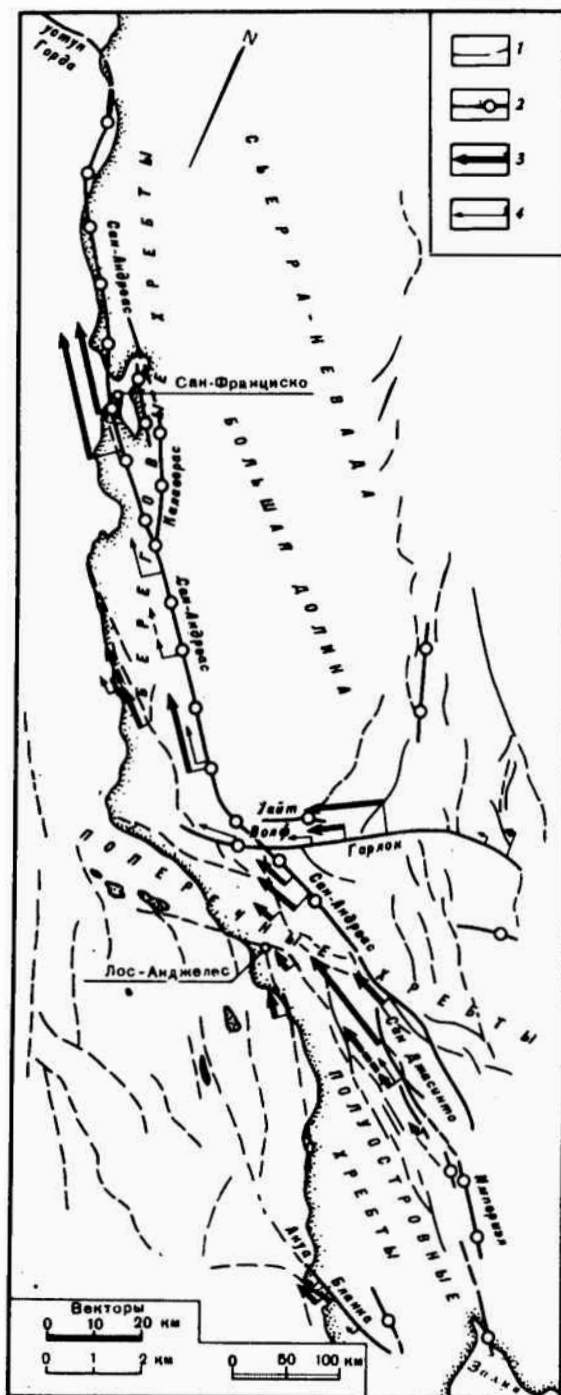
Р и с. 38. Система разломов Сан-Андреас в Калифорнии. Составлено автором по материалам американских исследователей

1 — разломы, активные в кайнозое (пунктир — их вероятное протяжение); 2 — разломы, активные в плейстоцене и голоцене (кружки — участки с сейсмическим и асейсмическим сдвигом в историческое время); 3 — сдвигание в плейстоцене, выявленное главным образом по удалению одинаковых четвертичных отложений на разных крыльях разломов; 4 — сдвигание позднплейстоцен-голоценового времени, определенное преимущественно по смещению русел временных потоков и других молодых форм рельефа

землетрясений глубина проникновения разломов в земную кору оценивается здесь в 10–15, максимум 18–20 км. Все поперечные и некоторые боковые, подходящие под углом к разлому Сан-Андреас, разломы показывают наклон плоскости сместителя преимущественно к северу под углом 45–80°.

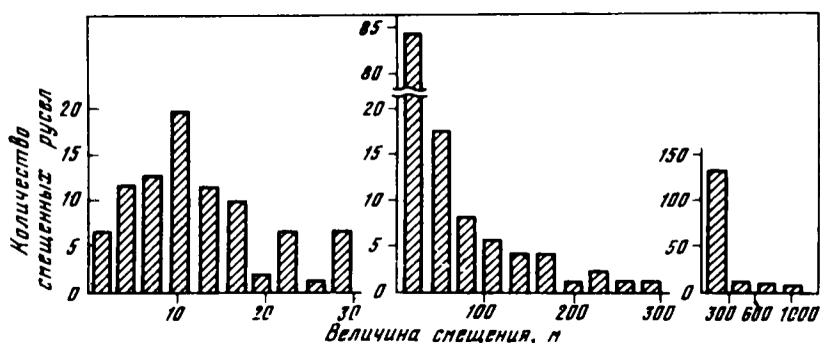
Движения плейстоценового и голоценового времени. На самом разломе Сан-Андреас сколько-нибудь существенные и надежно документированные вертикальные движения, кроме связанных с землетрясениями, за четвертичное время не отмечаются, между тем как в плиоцене они, возможно, составляли первые сотни метров.

Определение сдвиговых смещений вдоль разлома Сан-Андреас в четвертичное время проводится, в частности, по разобщению обломочного материала в конусах выноса по разные стороны разлома (Hill, Dibblee, 1953; Мули, Хилл, 1960; Буртман, 1963; Няконов, 1975б). Например, в Поперечных хребтах, между перевалами Соледад и Кахон, плейстоценовые слои севернее разлома литологически отличаются от одновозрастных слоев на южном крыле напротив, но аналогичны тем же слоям на южном крыле в 3–8 км западнее. Эти же слои, в отличие от полого залегающего выше верхнеплейстоценового аллювия, сильно деформированы именно в зоне разлома Сан-Андреас, но слабо наклонены в сторону от зоны (Кинг, 1969). В районе залива Сан-Франциско одинаковые фации плиоцен-четвертичных отложений по разные стороны разлома сдвинуты относительно друг друга по разлому приблизительно на 28 км (Samnings, 1968). Достаточно надежные данные по смещению четвертичных от-



ложений на 5 км и более собраны и вдоль некоторых других разломов в Южной Калифорнии. Закономерность смещения вдоль зоны разломов столь определена, что в обобщающей работе утверждается, что "почти везде, где четвертичные отложения в зоне разломов достаточно хорошо изучены, можно установить подобные (правосторонние сдвиговые на 3–8 км – А.Н.) смещения, происходившие в четвертичном периоде" (Четвертичный период..., 1968, стр. 652).

Сдвиговые смещения голоценового времени доказываются главным образом путем идентификации латерально смещенных когда-то единых русел, пересекаемых разломом. Старые и новые геологические и геоморфологические работы изобилуют примерами сдвига русел рек и водоразделов на величину 100–1500 м вдоль разрывов (Hill, Dibblee, 1953; Муди, Хилл, 1960; Wallace, 1968). Местами формы рельефа сдвинуты так, что местное возвышение по одну сторону разлома блокирует ложбины и долинки по другую его сторону, смещаются уступы четвертичных террас и т.п. Смещения русел современных рек и временных потоков обычно относят к последним тысячелетиям, поскольку они имеют свежие формы и врезаны в позднеплейстоценовые и более древние террасы и



Р и с. 39. Гистограмма распределения количества русел, сдвинутых правосторонне на различную величину по разлому Сан-Андреас на участке Чоламе-Камп Дикс (Wallace, 1968)

отложения. Наиболее подробно смещение русел изучено Р.Е. Уоллесом (Wallace, 1968) на участке разлома Сан-Андреас длиной около 110 км севернее Поперечных хребтов, где насчитано более 130 смещенных русел. Смещения правосторонние, величина их колеблется от нескольких метров до 1200 м (рис. 39), причем мелкие смещения фиксируются лишь на сравнительно крупных руслах. 40 русел на этом участке имеют смещения 6–15 м в зоне шириной 15 м, вероятно, связаны с крупным землетрясением 1857 г. О повторном импульсном характере движений вдоль разлома можно судить по тому, что многие русла единые выше по течению, пересекая разлом, дают несколько параллельных линий разной сохранности. Аналогичные смещения русел, врезанных в четвертичные отложения, известны и на других разломах.

Проведенная нами систематизация данных (табл. 12, см. рис. 38) показывает, что величины плейстоценовых движений измеряются километрами – первыми десятками километров, тогда как позднеплейстоцен-голоценовые характеризуются величинами в сотни метров, до 1 км. Несовпадение определенных величин смещения в разных участках одного и того же разлома в значительной мере может объясняться несовпадением отрезков времени в пределах плейстоцена и голоцена, за которые произошли смещения.

Как и для кайнозойских, для новейших смещений (Никонов, 1975б) характерны правостороннее сдвигание по продольным разломам и левостороннее по поперечным, скорости движений порядка сантиметров в год. Важны немногочисленные пока факты прерывистого, импульсного сдвига на отдельных участках в пределах четвертичного или даже позднеплейстоцен-голоценового времени, не говоря уже об импульсных подвижках во время современных землетрясений.



Т а б л и ц а 12

Сдвигание по системе разломов Сан-Андреас, км

Название разлома и участок	Смещение		Источник
	плейстоценовое	позднеплейстоцен-голоценовое	
Система разломов Сан-Андреас			
Разлом Сан-Андреас			
п-в Сан-Франциско	28 п		Cummings, 1968
То же	19 п		Smith, 1959
севернее г. Паркфилд		1 п	Ирдли, 1954
между хр. Темблор и Сан-Эмигдио	16 п	0,9 п	Hill, Dibblee, 1953
между г. Чоламе и Камп Дикс		0,3–1,2 п	Wallace, 1968
между перевалами Кахон и Соледад	8–10 п	0,8 п	Кинг, 1961 (по Noble, 1954)
в Поперечных хребтах	8 п		Allen, 1957
Разлом Сан-Габриель	3,2–4 п		Штейнбрюгге, Моран, 1957
Разлом Сан-Джасинто	5 п	0,7 п	Sharp, 1967
	16 п		Bartholomew, 1970
Поперечные разломы			
Акуа Бланка	5 п	0,25–0,27 п	Allen et al., 1960
Гарлок		0,6 л	Hill, Dibblee, 1953
восточная часть	0,6 л	0,15 л	Smith, 1962
центральная часть	2–8 л		
Биг Пайн		0,9 л	Hill, Dibblee, 1953
Примечание: п – правостороннее, л – левостороннее.			

**Современные движения:** быстрые (сейсмические) и медленные (крип). Краткие обзоры истории изучения и имеющихся результатов по современным движениям в зоне разломов Сан-Андреас опубликованы (Буртман, 1963; Лукьянов, 1963; Никонова, Никонов, 1973).

Современные вертикальные движения изучаются с помощью повторного нивелирования. Помимо общегосударственного периодического, начиная с 1878 г., нивелирования по редкой сети осуществляется специальная программа повторных нивелирований в Центральной Калифорнии на самом разломе. В 1935 г. перпендикулярно разлому было заложено восемь линий нивелирования длиной 15 км, по 200 реперов на каждой линии. Максимальные значения средней за 1935–1964 гг. скорости движений составляют 1,0–1,3 мм/год, редко – 2 мм/год (Смолл, 1968). В 1964 г. в Южной Калифорнии сделано 20 нивелирных пересечений разлома по шести марок в каждом, пять из этих пересечений ежегодно нивелируются повторно. Вертикальные движения на этих линиях не превышают 1 мм/год и имеют однозначную тенденцию (Meade, 1971). Более ранние нивелировки (1906–1944 гг.) через Сан-Андреас показали поднятие в 5 мм/год вблизи перевала Кахон, возможно в связи с землетрясением 1906 г., и отсутствие движений у Палмдейла (Allen et al., 1965). Хорошо известны смещения по субширотному надвигу Буэна-Виста (Wilt, 1958). Впервые на горизонтальные смещения и сдвиговую природу разлома Сан-Андреас было обращено внимание после катастрофического землетрясения Сан-Франциско в 1906 г. ( $M \approx 8,3$ ). После него не только были изучены геологические предпосылки и проявления землетрясения на протяжении 230 км (только на суше), но также проведены повторные триангуляции и на основе полученных данных создана теория упругой отдачи (Lawson et al., 1908; Reid, 1910). Так было положено начало изучению совре-

Таблица 13

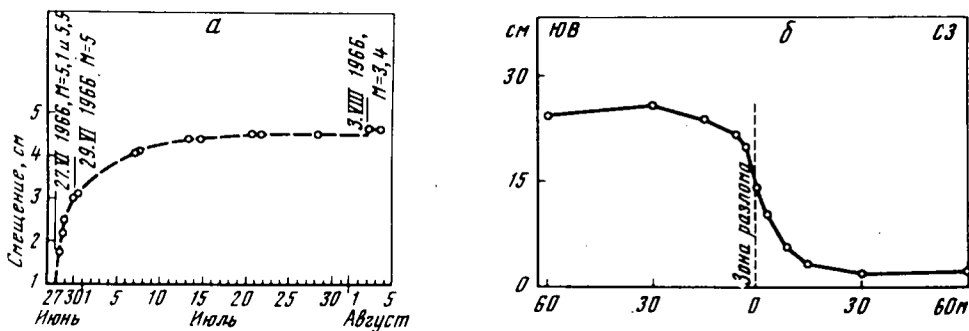
Сдвиговые смещения по разломам во время землетрясений (сейсмотектонические дислокации) в Калифорнии и Неваде

Район и название разлома	Название землетрясения	Год	Магнитуда, М	Максимальная длина разрыва, км	Максимальная величина сдвига, см	Источник данных		
Калифорния, система Сан-Андреас	Сан-Андреас Калаверас Хейвард	Сан-Андреас	Форт-Техон	1857	8	120(350)	900-1100	Wallace, 1968
		Калаверас		1861	6	10		Radbruch, 1968
		Хейвард		1868	6-7	32	300-400	Де Ситтер, 1960, Рихтер, 1963
	Сан-Андреас	Сан-Франциско	1906	8,3	435	640	Lawson et al., 1908	
	Империэл	Империэл Вэлли	1940	7,1	65-70	50-200 до 600	Де Ситтер, 1960	
	Миши-Крик	Хот Спрингс	1948	6,5	В очаге на поверхности только местные трещины	30	Richter et al., 1958	
	Сан-Мигель		1956	6,8	19	78	Shor, Roberts, 1958	
	Сан-Андреас	Паркфилд	1966	5,6	20(40)	21	Allen, 1968 Hofmann, 1970	
	Империэл		1966	3,6	10	1,5	Allen, 1968	
	Сан-Джасинто	Боррего-Маунтин	1968	3,4	31	28	Allen et al., 1968 (Wallace, 1969)	
	Поперечные разломы	Биг Пайн		1852	?	48		Wallace, 1969
		Маникс	Маникс	1947	6,4	4	5	Buwald, Richter, 1948 <sup>x/</sup>
		Уайт Волф	Керн Каунти	1952	7,6	65 1-2,4	310 200	Oakeshott, 1955 <sup>x/</sup> Штейнбругге, Моран, 1957
		Сьерра Мадре	Сан-Фернандо	1971	6,6	19	100-240 190	Proctor et al., 1972 Anderson, 1971
Невада		Оуэнс Вэлли	1872	8,3	80	450 (600)	Bonilla, 1970 Рихтер, 1963	
	Плезант	Плезант Вэлли	1915	7,6	65	460	Johns, 1915 Fergusson et al., <sup>x/</sup>	
		Цедар Маунтин	1932	7,2	61		Gianella, Callaghan, 1934 <sup>x/</sup>	
		Эксцелснор Маунтин	1934	6,3	1,5	13	Callaghan, Gianella, 1935 <sup>x/</sup>	
	Форт Сейдж		1950	5,6	9,5		Рихтер 1963	
	Ройнбоу	Фаллон	1954, УП	6,6	18	31	Tocher, 1956 <sup>x/</sup>	
	То же	То же	1954, УШ	6,8	30	76	То же	
		Ферью Пик	1954	7,4	59	700	Stemmons, 1957 <sup>x/</sup>	
	Дикси Вэлли	1954	7,1	62	370	То же		

\* См. Рихтер (1963)

менных быстрых сейсмических движений. В дальнейшем оценка величины поверхностного сдвига производилась применительно к крупнейшим землетрясениям прошлого и ко всем текущим землетрясениям. В настоящее время после каждого землетрясения с  $M \geq 6$  в эпицентральной области проводятся повторные геодезические измерения (рис. 40).

Крупнейшие землетрясения Калифорнии ( $M \geq 7$ ) сопровождались разрывами поверхности вдоль трасс разломов на протяжении десятков и сотен километров (табл. 13). За последние 110 лет разрывные сдвиговые смещения по



Р и с. 41. Горизонтальные смещения центральной полосы шоссе Чоламе—Паркфилд во время Паркфилдского землетрясения 1966 г. и после него (The Parkfield..., 1967)

а — накопление смещений во времени; б — смещение поперек разлома в плане

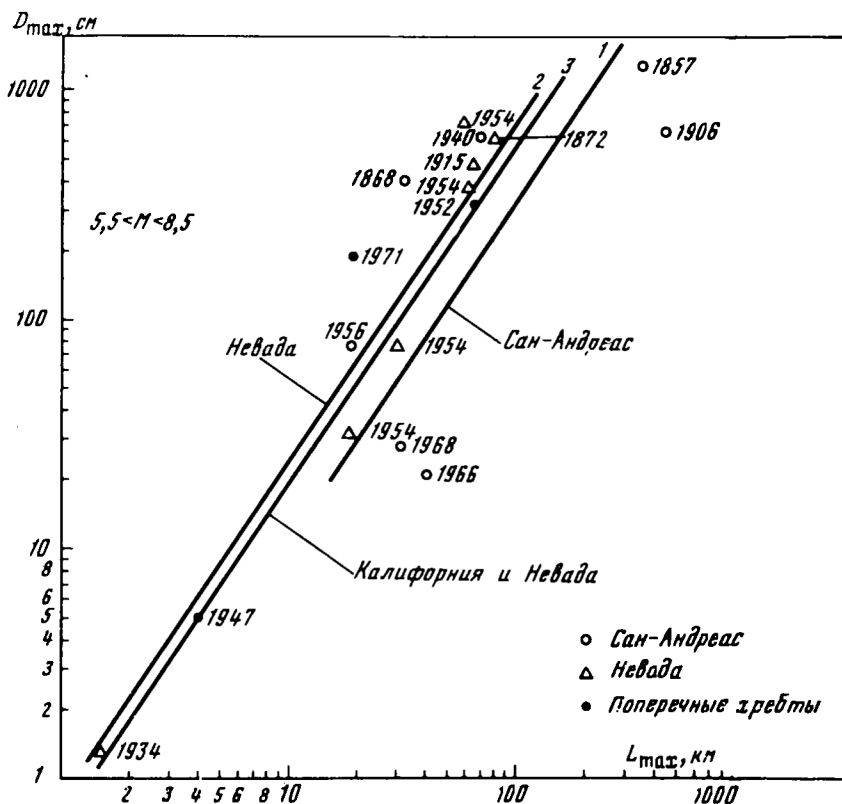
разлому Сан-Андреас наблюдались во время шести крупных землетрясений. Геологические и геоморфологические характеристики их приведены, например, в монографии Ч. Рихтера (1963). В нашем понимании в этих случаях речь идет о сейсмотектонических дислокациях, которые хорошо фиксируются и в других сейсмических областях Земли. При землетрясениях с  $M = 6 \div 7$  сдвигаения оцениваются десятками сантиметров (Tocher, 1958; Wallace, 1969, 1970; Greensfelder, Criss, 1971). Неожиданным, отмеченным впервые на разломе Сан-Андреас, оказалось появление сдвиговых смещений на протяженных участках разломов также и во время слабых землетрясений (The Parkfield..., 1967; Wyss, Brune, 1968; Allen, 1968; Nason, Tocher, 1971). Так, во время землетрясения 1966 г. у г. Паркфилд с  $M = 5,5 \div 5,8$  отмечен сдвиг на протяжении 40 км (рис. 41), а при толчке с  $M = 3,6$  в том же году по разлому Империзл — 10 км (см. табл. 13).

В то же время здесь известны землетрясения с магнитудами  $6 \frac{1}{2} - 6 \frac{1}{4}$ , не говоря о более слабых, не сопровождавшихся тектоническими разрывами и сдвигами на поверхности (Tocher, 1958; Richter et al., 1958; Savage, Kinoshita, 1971). Несмотря на эти исключения, в целом для мелкофокусных землетрясений Калифорнии длина возникающего разрыва и максимальное сдвигание по нему находятся в тесной зависимости от энергии породившего их землетрясения. Д. Точер (1961; Tocher, 1958) впервые для Калифорнии и Невады вывел количественные соотношения между магнитудой толчков ( $6,3 < M < 8,3$ ) и величиной горизонтальных и вертикальных дислокаций на поверхности:

$$M = 5,65 + 0,98 \lg l \quad (l \text{ в км})$$

$$M = 5,22 + 0,53 \lg lD \quad (l \text{ в км, } D \text{ в см}),$$

где  $M$  — магнитуда землетрясения;  $l$  — длина возникающего на поверхности разрыва;  $D$  — величина смещения по разрыву при землетрясении. После получения данных о слабых землетрясениях (Wyss, Brune, 1968) стало ясно, что для всего диапазона магнитуд  $3 < M < 8,5$  нет прямого линейного соотношения между  $\lg l$  и  $M$ , но сохраняется линейное соотношение между величинами  $M$  и  $\lg lD$ , между  $M$  и  $\lg lD^2$  за счет четкой линейной зависимости между  $M$  и  $\lg D$ .



Р и с. 42. Соотношение максимальной протяженности возникших (обновившихся при землетрясении) разрывов  $L_{max}$  и максимальных смещений по ним  $D_{max}$  в зоне разлома Сан-Андреаса (1), в Неваде (2), в Калифорнии и Неваде (3). Масштаб логарифмический

Нами для известных сейсмических смещений и разрывов (см. табл. 13, рис. 42) только по самому разлому Сан-Андреас для землетрясений  $5,5 < M < 8,5$  определены следующие соотношения:

$$M = 5,1 + 0,80 \lg L_{max} \quad (L \text{ в км}),$$

$$M = 5,4 + 0,75 \lg D_{max} \quad (D \text{ в см}).$$

Несомненно, что все имеющиеся соотношения дают только большее или меньшее приближение к реальности, так как включают один или несколько следующих недостатков (Bonilla, 1970), а именно: смешиваются разные типы разломов, не различаются разрывы в твердых и рыхлых породах, недоучитываются величины до- и послесейсмического крипа, не всегда различаются средние и максимальные величины. Добавим, что на появление и величину сейсмических разрывов влияют также наличие и ориентировка предшествующих разрывов, история разрядки напряжений, глубина очага, мощность рыхлых пород и другие факторы, которые не всегда можно учесть.

Показательно, что все главные сейсмические разрывы и не менее 1/3 второстепенных прошли по линиям известных геологических разломов; при повторных землетрясениях на одном и том же участке (Паркфилд, 1934 и 1966 гг., Империзл, 1940 и 1966 гг.) разрывы проходили параллельно на расстоянии нескольких метров (Bonilla, 1970).

Правостороннее смещение по плоскости разлома Сан-Андреас во время землетрясений разной магнитуды доказывается также чисто сейсмологическими методами. На северном подводном конце разлома правосторонние смещения в комбинации с надвиганием на север (или пододвиганием к югу) установлены

на уступе Горда. Рассчитанная по сейсмическим параметрам скорость смещения здесь составляет 4 см/год.

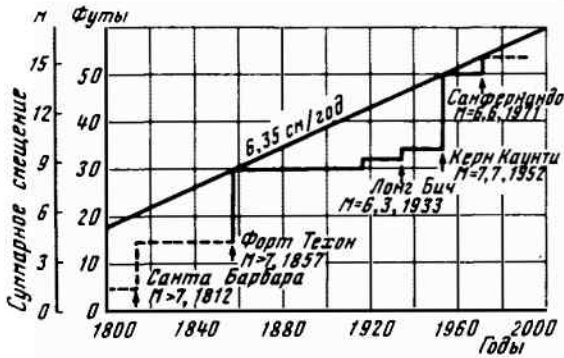
Для оценки скорости сейсмических движений за последние столетия в Северной Калифорнии могут быть использованы данные о повреждениях (наклон, изгиб, разрыв, обламывание вершин) растущих на разломе старых деревьев, например секвой, возраст которых определяется по годичным кольцам. Таким способом было определено (La Marche, Wallace, 1972) нарушение секвой около Форт-Росса (севернее залива Сан-Франциско) между 1400 и 1650 гг. и, возможно, еще дважды до нарушения, связанного с землетрясением 1906 г. На основании этих данных мы попытались рассчитать ориентировочные пределы скорости сейсмических движений по разлому Сан-Андреас на его северном участке за последние 300–600 лет. Считая, что за эти годы было только два сейсмических события, подобных землетрясению 1906 г., и смещения при каждом не превышали 3 м, получим среднюю за этот период скорость 1–2 см/год. Если принять максимальную известную для землетрясения 1906 г. величину смещения 6 м (при землетрясении 1857 г. смещение 9–11 м), то средняя скорость составит 2–4 см/год. Если же принять во внимание вероятность еще двух событий за то же время, то соответствующие величины скорости можно оценить в 2–4 и 6–8 см/год. Поскольку для северного участка разлома ни слабые землетрясения, ни медленные движения не характерны (см. ниже), то можно считать, что наиболее вероятная величина скорости 2–6 см/год является средней для нескольких столетий общей скоростью смещения для этого участка разлома.

Распределение сейсмических движений неравномерно и в Южной Калифорнии (рис. 43), где средняя скорость сдвигания (Anderson, 1971) по разломам за счет землетрясений в последние 160 лет составляет 6,3 см/год. По другим расчетам (Allen, 1968), малые и средние землетрясения в долине Империл за последние 34 года могут обеспечить скорость смещения по зоне разлома порядка 8 см/год.

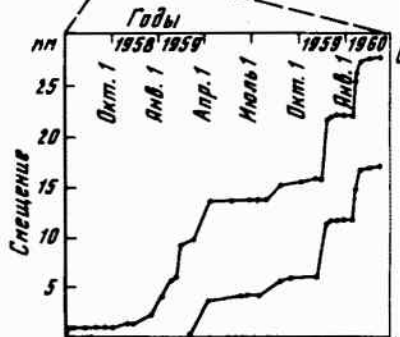
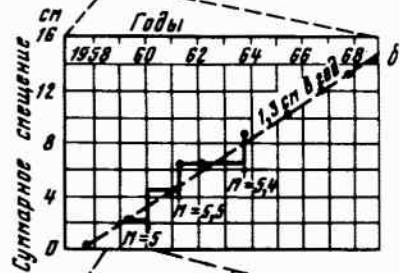
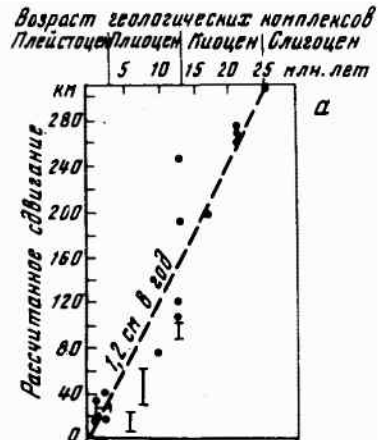
Имеются попытки рассчитать полное среднегодовое смещение по всему сдвигу. Д. Хаузнер (1961) нашел полное среднее годовое скольжение в виде функции: 1) среднегодового распределения землетрясений на единицу площади (как и в Южной Калифорнии), 2) площади скольжения по разлому во время единичного землетрясения и 3) среднего относительного смещения по всей площади (равного приблизительно половине максимального). В предположении, что такое скольжение равномерно распределяется по разрывам глубиной 50 км и длиной 1100 км, он получил величину полного среднего годового смещения в 5,5 см. По расчетам Дж. Брюна (Brune, 1968), общая рассчитанная скорость смещения вдоль разлома Сан-Андреас за 1800–1967 гг. составляет 5,1 см/год (с учетом двух крупнейших землетрясений 1857 и 1906 гг.). Другие авторы (Nason, Tocher, 1970), аппроксимируя половинную максимальную величину наблюдаемых во время отдельных землетрясений смещений на всю длину разлома (950 км на суше) и суммируя затем эти величины, получили среднюю скорость 2,2 см/год за последние 120 лет.

Можно заключить, что быстрые одновременные правосторонние сдвигания в связи с землетрясениями в зоне разломов Сан-Андреас измеряются десятками сантиметров – первыми метрами (в целом в соответствии с энергией землетрясений), а в расчете на год их скорость оценивается в 2,5 см по отдельным разломам и 6–8 см по всей зоне в целом. То, что эти величины получены различными способами, убеждает в их реальности.

Современные медленные сдвигания (крип) в зоне разломов Сан-Андреас надежно фиксируются повторяющимися как визуальными наблюдениями (The Parkfield..., 1967; Proceed. of the Conference..., 1968; Recent crustal movements, 1971), так и инструментальными измерениями (Whitten, 1956; 1960; Whitten, Claire, 1960; Meade, 1966, 1969, 1971a, б; Burford, 1966; Pope et al., 1966; Raleigh, Burford, 1969; Hofmann, 1968, 1970; Никонова, Никонов, 1973; рис. 44). Весь этот комплекс исследований, охватывающий полосу длиной до 600 км и шириной местами до 100 км, дает надежный материал для выявления ряда зако-



Р и с. 43. Накопление правостороннего смещения по разломам в связи с землетрясениями в Южной Калифорнии (Anderson, 1971)



Р и с. 44. Правостороннее сдвигание вдоль разлома Сан-Андреас

а — смещения в центральной Калифорнии (между г. Сан-Франциско и соединением с разломом Гарлок) за постэолигоценовое время (Jahns, 1969); б — накопление правостороннего смещения по разлому в 11 км южнее г. Холлистер за счет сейсмического и асейсмического крипа (Whitten, 1970); в — ход правостороннего смещения (крипа) по плоскости разлома Сан-Андреас у местечка Чиегеа Винери (Tosher, 1960)

номерностей и количественной оценки медленного сдвигания. Наиболее существенным представляется следующее.

1. Доказано систематическое правостороннее смещение по продольным и левостороннее по поперечным разломам со скоростью по отдельным из них до 1–4 см/год, а в целом по зоне разломов Сан-Андреас до 6–8 см/год (Meade, 1966, 1969a, б, 1971a, б; Whitten, 1956, 1970; Proceed. of the Conference..., 1973). Показательно, что результаты триангуляционных (Whitten, Claire, 1960; Pope et al., 1966; Burford, 1966; Whitten, 1956, 1960, 1970; Meade, 1966, 1969a, б, 1971 a), дальномерных (Hofmann, 1968, 1970; Greensfelder, Crice, 1971) и астрономических (Whitten, 1970) измерений вполне удовлетворительно согласуются между собой и с локальными измерениями крипа (Proceed. of the Conference..., 1968; Nason, 1971; Recent crustal..., 1971; Meade, 1971б) в отношении направления движений, их величины и скорости.

2. Смещения происходят вдоль геологически документированных разломов или в непосредственной близости от них, на поверхности проявляются единными или кулисно подставляющими друг друга линиями разрывов протяженностью в сотни метров и километры, в приповерхностных породах выражены в виде глинки трения, трещин и микроразрывов. Ширина зон, по которым идет смещение (в виде пластического течения или хрупких разрывов), как показали специальные изме-

рения на участке разлома Сан-Андреас между городами Паркфилд и Холлистер и на разломе Хейвард, составляет 20–10 или даже 5–1 м (The Parkfield..., 1967; Proceed. of the Conference..., 1968, 1973; Raleigh, Burford, 1969; Bonilla, 1970; Nason, Tocher, 1970, 1971; Recent crustal..., 1971).

3. *Перемещение по разломам осуществляется двумя способами – путем медленного, равномерного или неравномерного, скольжения, или крипа (creep), и путем внезапных сейсмических подвижек во время землетрясений* (см. рис. 44, The Parkfield..., 1967; Brune, 1968; Scholz et al., 1969; Nason, Tocher, 1970, 1971). Некоторые авторы выделяют сейсмическое и асейсмическое скольжения (Scholz, 1972).

Скорость сейсмического крипа на отдельных разломах (участках) колеблется от 0,5 до 4,0 см/год (в расчете на годы–десятилетия), сейсмические смещения измеряются сантиметрами–первыми десятками сантиметров в связи с землетрясениями с  $M = 4 \div 6,5$ . Суммарные амплитуды и скорости движений складываются из обоих видов движений. Скорость смещения по разлому Сан-Андреас за период 1848–1968 гг. эквивалентна 2,5 см/год в расчете на всю длину разлома (Nason, Tocher, 1970). По последним расчетам на основе всех геодезических данных средняя относительная скорость правостороннего смещения за 1907–1971 гг. по разлому и его ответвлениям составляет  $3,2 \pm 0,5$  см/год (Savage, Burford, 1973). С учетом смещений при крупнейших землетрясениях 1857 и 1906 гг. средняя расчетная скорость оказывается равной 5–8 см/год.

Скорость распространения (появления) импульсов крипа вдоль разломов составляет от 1 до 100 км в день (Recent crustal..., 1971; Proceed. of the Conference..., 1973), что в  $10^5$  раз меньше скорости вспарывания разломов при некоторых крупных землетрясениях Калифорнии (Штейнбругге, Моран, 1957).

4. Современные сдвиговые смещения по разломам Калифорнии, в том числе по разлому Сан-Андреас, происходят неравномерно во времени и вдоль простирания разломов (Tocher, 1960; Meade, 1966, 1969б, 1971 а и б; Howard, 1968; Hofmann, 1968, 1970; Wallace, 1969; Nason, Tocher, 1970, 1971; Greensfelder, Crice, 1971; Proceed. of the Conference..., 1967, 1973) (рис. 40, б; 44; 45).

В северной части разлома Сан-Андреас, к северо-западу от залива Сан-Франциско, в последние 63 года смещения по разлому не фиксируются (Burford et al., 1969; Meade, 1971а, б). В Центральной Калифорнии, севернее Поперечных хребтов, в последние годы отмечается периодическое возобновление скольжения на двух участках разлома Сан-Андреас длиной 80 и 50 км, между которыми в 64-километровой промежутке скольжение идет непрерывно с постоянной скоростью (Greensfelder, Crice, 1971; Proceed. of the Conference..., 1973). На участке Поперечных хребтов смещения не фиксируются с 1932 или даже с 1913 г. (Allen et al., 1965; Proceed. of the Conference..., 1973). На крайнем юге, в широкой полосе, захватывающей несколько разломов, в том числе разлом Империзл, смещения в 1941–1954 гг. после землетрясения с  $M = 7,1$  имели среднюю скорость до 8 см/год (Whitten, 1956). При сравнении векторов смещения по разлому Сан-Андреас за промежутки времени в несколько лет устанавливается, что в отдельных местах они заметно меняются по величине и в отдельных случаях – по знаку (см. рис. 40, б; 45; Hofmann, 1968). В отдельных участках разломов Сан-Андреас и Хейвард повторные измерения с периодичностью в несколько лет (до полутора десятков лет) устанавливают равномерное смещение в последние годы (Meade, 1971; Greensfelder, Crice, 1971; Nason, 1971), между тем как прежде оно не отмечалось. Однако детальные измерения на нескольких участках разлома Сан-Андреас показали, что в случаях "равномерного" смещения оно осуществляется импульсами преимущественно в течение нескольких суток или даже часов за период в несколько месяцев. В течение года (около г. Холлистера) оказалось, что 92% величины крипа возникло менее чем за 10% времени наблюдения (см. рис. 44, в). Особенно активный импульс смещений на разломах Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас произошел без сопровождающих землетрясений в июле-августе 1971 г. В отдельные дни отмечено проскальзывание на 1,4 и 4,2 и даже 9 мм на протяжении нескольких километров на разных участках разломов, при среднегодовой скорости крипа здесь около 1 см (Smith, 1972).

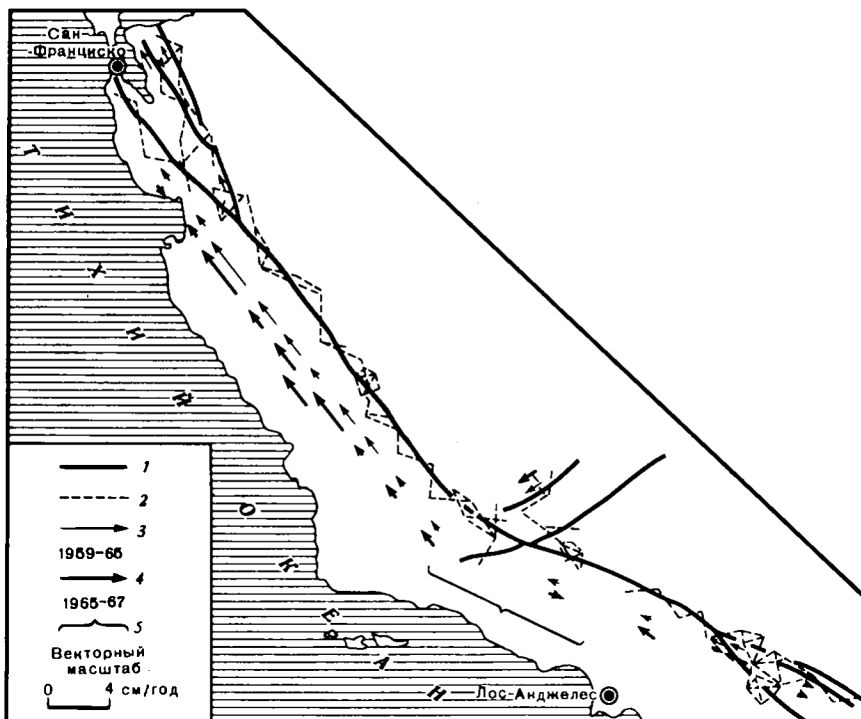


Рис. 45. Среднегодовые современные смещения по главным разломам Калифорнии (Hofmann, 1968).

1 — основные разломы; 2 — линии дальномерных измерений; 3—4 — векторы горизонтальных смещений, принятые параллельно разлому за 1959—1965 и 1965—1967 гг. соответственно; 5 — участок, где в 1959—1965 гг. существенные смещения отсутствовали

Таким образом, общий вывод состоит в том, что в разных местах и в разные периоды времени отдельные эпизоды (импульсы) скольжения не одинаковы по величине и периодичности. В то же время нельзя не подчеркнуть, что подобная неравномерность (мезо- и микронеравномерность) вполне может осуществляться в пределах равномерного в среднем за столетия—тысячелетия движения друг относительно друга двух крупных блоков (плит) земной коры.

Смещения по отдельным разломам и деформации в зоне разломов. Фиксируемые по плоскости разломов смещения и землетрясения связаны с напряжениями и деформациями не в узких (метры—первые десятки метров) полосах вдоль каждого отдельного разрыва, но в зонах шириной не менее первых десятков километров. Дальномерные измерения установили в нескольких случаях сопряженные движения на соседних разломах, а землетрясения умеренной силы отмечены на разломе, соседнем по отношению к тому, на котором перед этим были отмечены смещения (Hofmann, 1968, 1970), т.е. движения как бы "передаются" на соседние разломы. В июле-августе 1971 г. возникло одновременное резкое смещение вдоль разломов Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас, удаленных на 10—30 км и не соединяющихся между собой на поверхности (Smith, 1972). При Паркфилдском землетрясении 1966 г. с  $M = 5,5$  и землетрясении Боррего-Маунтин 1968 г. с  $M = 6,5$  возникли по две параллельные линии смещения на расстоянии 1,5 км одна от другой (The Parkfield..., 1967; Allen et al., 1968). Более того, последнее из названных землетрясений сказалось в смещениях по другим разломам на расстоянии до 70 км от эпицентра (Allen et al., 1968; Wallace, 1969). Подсчитано, что смещения по второстепенным и оперяющим разломам при землетрясениях составляют более 40% всех смещений по главному разлому на расстоянии до 1,5 км от него и менее 20% на расстоянии 5—7 км от него (Bonilla, 1970).



Триангуляционные и дальномерные измерения согласно показывают, что *сейсмическое и асейсмическое смещения происходят не только в плоскости, но и во всей зоне разломов Сан-Андреас шириной порядка 120 км, уменьшаясь в стороны от плоскости разлома*. Эти смещения рассматриваются как отражающие упругую деформацию типа чистого сдвига, причем плоскость максимального сдвига приблизительно параллельна основному разлому (Ried, 1910; Burford, 1966; Scholz, Fitch, 1969). Только на участке Поперечных хребтов осуществляется деформация одноосного сжатия по нормали к зоне разломов, которая здесь имеет близширотное протяжение.

Одной из основных задач становится отделение (в результатах геодезических измерений) истинной величины смещения непосредственно по плоскостям разломов от смещений, обусловленных деформацией в широкой зоне разлома. Это становится возможным при совместном использовании и сравнении результатов триангуляции, дальномерных измерений и показаний деформометров. Если ширина зон смещений собственно по разломам составляет всего от нескольких до 100 м, то ширина приразломных полос (зон), где фиксируются деформации (по-видимому, упругого характера), составляет 15–20 км (Burford, 1966; Бениофф, 1966; Howard, 1968; Meade, 1969; Raleigh, Burford, 1969; Savage, Burford, 1970, 1973).

В долине Империзл, где сеть триангуляции охватывает полосу в 120 км шириной (см. рис. 40, а), на всем этом сечении смещения достигают 8 см/год, между тем как по одному разлому Империзл скорость сдвига за счет крипа и слабых землетрясений оценивается в 1,3 см/год (Whitten, 1956; Scholz, Fitch, 1969) и скорость сейсмического сдвига — в 3,2 см/год (Brune, 1968). Это позволяет предполагать скорость движения за счет накопления упругих деформаций в 3–3,5 см/год через всю зону, если не происходит заметных смещений по еще не обнаруженным параллельным разломам.

В Центральной Калифорнии близ г. Чоламе из 32-сантиметрового максимального сдвигового смещения за 1932–1951 гг. (1,5 см/год) в 100-километровой полосе поперек основных структур только 12 см (0,6 см/год) приходится на сам разлом Сан-Андреас (Burford, 1966). По другим расчетам, скорость смещения по разлому здесь еще меньше ( $0,3 \pm 0,1$  см/год) и к тому же часть смещений связывается с землетрясением у г. Паркфилд в 1934 г. (Savage, Burford, 1970).

Сравнение материалов триангуляции через разлом Сан-Андреас в районе г. Холлистер за 1943–1963 гг. показывает среднее смещение в зоне 3 см/год, за 1930–1962 гг. — 2,4 см/год, а измерители крипа на самой линии разлома дают величину 2,5 см/год (Burford, 1966; Savage, Burford, 1970). Близкие результаты получены с помощью геодиметров и крипометров на участке Холлистер–Паркфилд за 1969–1971 гг. Отсюда следует, что на данном участке упругие деформации накапливаются незначительно или не накапливаются вовсе. В районе залива Сан-Франциско вблизи Хейварда соответственно определенные величины скорости за 12 лет (1951–1963 гг.) составляют 1,7 и 0,7 см/год, что приводит к заключению о вероятности роста упругих деформаций на этом участке (Nason, Tocher, 1970).

Другая группа исследователей (Scholz, Fitch, 1969) находит, что в 1959–1967 гг. на разломах Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас крип мог уменьшить скорость нарастания упругих деформаций только на 25%. Отсюда авторы заключают, что или должен иметь место крип со скоростью 0,6–2,0 см/год на каждом из мелких параллельных разломов, или в районе активно накапливаются деформации. Последнее подтверждается более поздними исследованиями (Savage, Burford, 1973) применительно к участку около залива Сан-Франциско, между тем как южнее, от Сан-Хуан-Батиста до Паркфилда, смещение целиком можно отнести за счет крипа по плоскости разлома. Севернее залива Сан-Франциско на одноименном полуострове по разлому Сан-Андреас в 1906–1969 гг. смещение не обнаруживается (Burford et al., 1969; Meade, 1971a и б), а накапливаются деформации.

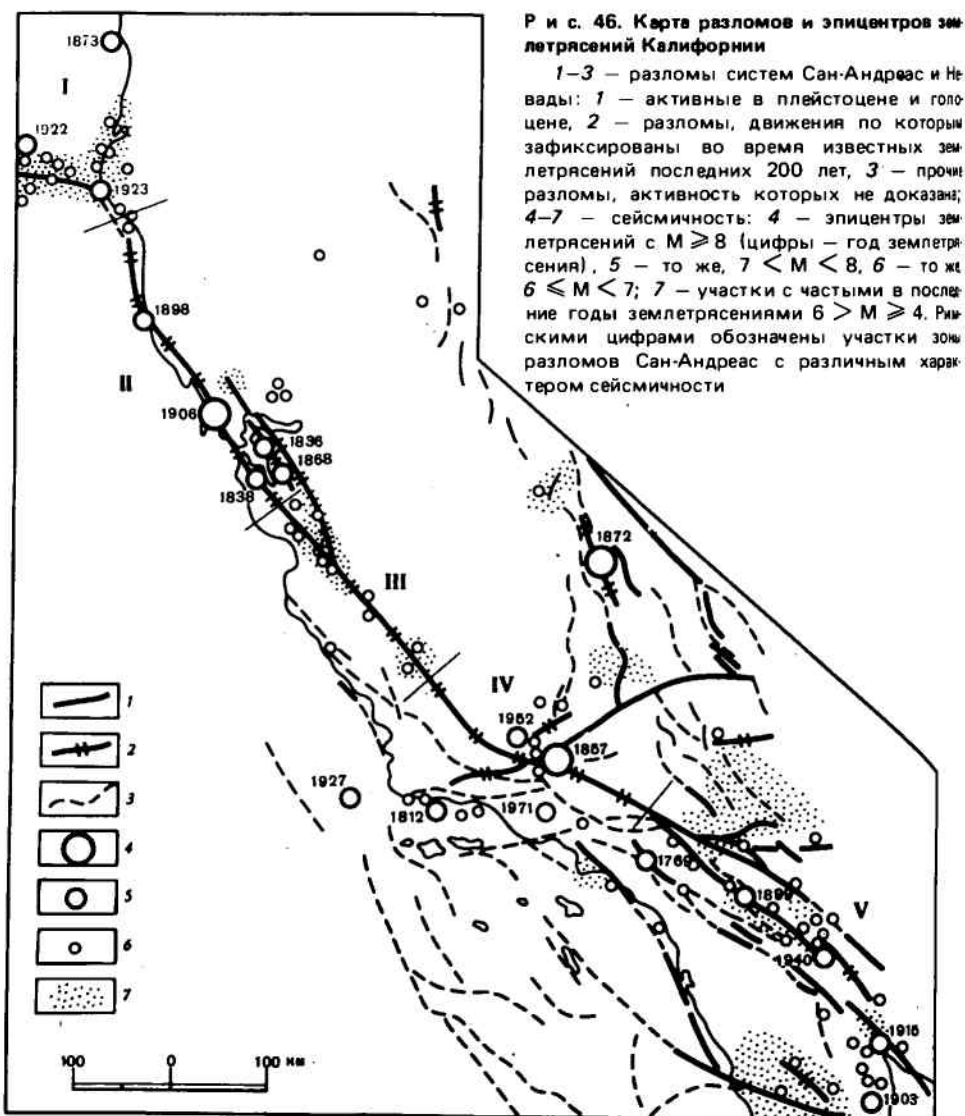
Детальные измерения на поверхности позволили в самые последние годы рассматривать неравномерность движений и соотношения движений и деформаций не только по протяжению разломов, но и по глубине.

Дискуссионным является вопрос, снимается ли деформация во время землетрясения только вблизи разлома или во всей зоне, т.е. не происходит ли независимо от слабых и умеренных землетрясений накопление деформаций в зоне, которые могут обеспечить будущее сильное землетрясение.

Несмотря на отдельные в некоторых участках попытки количественной оценки доли крипа в общей величине смещений в пределах зоны и в скорости накопления деформаций, в целом эта проблема, а тем более количественная оценка упругих деформаций и их изменений во времени и по участкам земной коры не могут считаться решенными.

### 3. Связь быстрых и медленных движений по разлому Сан-Андреас с сейсмическими проявлениями

Пространственная и генетическая связь землетрясений Калифорнии с разломами, большей частью активными в позднем плейстоцене и голоцене, не вызывает сомнения (Richter et al., 1958; Рихтер, 1963; Allen et al., 1965; Brune, Allen, 1967; The Parkfield..., 1967; Steward et al., 1971; Bolt, Miller, 1971; Proceed. of the Conference..., 1968, 1973) (рис. 46). Для настоящей главы наиболее важным



являются рассмотрение временной и пространственной связи между крипом и сейсмическими проявлениями и попытка выявления периодичности землетрясений и конкретных наиболее опасных участков.

**Взаимосвязь между проявлениями крипа и землетрясениями.** Выделение сейсмической энергии происходит неравномерно не только по территории Калифорнии в целом, но и в пределах тектонических зон и отдельных разломов. В некоторых районах величина сейсмической активности оставалась практически постоянной в течение полустолетия—столетия (Ryall et al., 1966; Richter, 1971; Lee, Vedder, 1973). В других районах активность изменялась пространственно так, что внутри главных сейсмических зон участки, прежде неактивные, "заполнялись" крупными землетрясениями по мере удлинения ряда наблюдений (Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Hanks, Hileman, 1973). К. Рихтер (Richter, 1971) выделяет два типа сейсмичности — постоянную и спорадическую; оба типа проявляются на разных участках Сан-Андреаса.

Временная неравномерность сейсмических событий и высвобождения энергии проявляется, например, в концентрации крупных землетрясений Калифорнии в период 1836—1906 гг. (Wallace, 1970), в более подробном масштабе применительно к Южной Калифорнии — в 1952—1956 гг. (Allen et al., 1965), а на разломе Сан-Джасинто — до 1923 г. в северной его части и с 1934 г. в южной (Hanks, Hileman, 1973).

Отсюда следует: 1) сильные землетрясения не обязательно возникают там же, где отмечаются слабые, и 2) историю сейсмичности и графики посторяемости за короткий период далеко не во всех участках можно экстраполировать на будущее (Allen et al., 1965; Wallace, 1970; Richter, 1971; Scholz, 1972). Такие экстраполяции особенно ненадежны для сильнейших землетрясений на участках спорадической сейсмичности (см. рис. 46).

В этих условиях применительно к системе разломов Сан-Андреас первостепенное значение приобретают поиски тесной временной и пространственной взаимосвязи между медленно накапливающимися упругими деформациями, постоянным или периодическим крипом по разрывам и сейсмическими подвижками. Имеющиеся данные, главным образом по Центральной Калифорнии, частично приведенные выше, могут быть обобщены следующим образом.

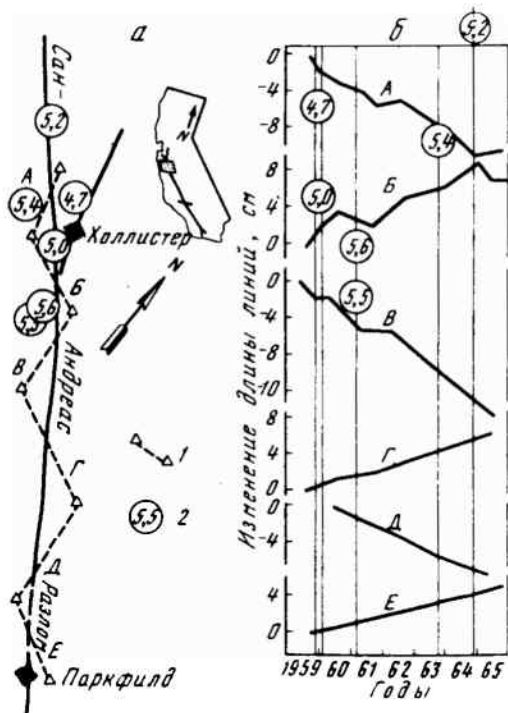
1. Участки разломов с постоянной сейсмичностью, слабыми и умеренными землетрясениями подразделяются на отрезки с проявлением (на поверхности и в течение последних десятилетий!) преимущественно асейсмического крипа и отрезки с проявлением землетрясений и сейсмического скольжения по разломам.

2. Показательно, что на участках равномерного (в расчете на годы—десятилетия) скольжения практически не возникает землетрясений с  $M \geq 4$ , между тем как на участках неравномерного крипа сравнительно часты землетрясения с  $M = 4 \div 5$  (Brown, Wallace, 1968; Greensfelder, Crice, 1971; Burford et al., 1973) (рис. 46, 47). В первом приближении, на участках, где крип по плоскости разломов составляет 30—50% и более от общих смещений в зоне разломов, землетрясения достигают магнитуды 5—6, при 10—30% — 6—7, при 10% — порядка 8 (Wallace, 1970).

3. Концентрация землетрясений слабых и умеренной силы и сейсмического скольжения нередко отмечается на отрезках разлома с резким изменением (высоким градиентом) скорости асейсмического скольжения или с отсутствием такового (Proceed. of the Conference..., 1973).

4. На участках с неравномерным смещением по разломам скольжение нередко начинается перед землетрясением, по-видимому частично снимая накопленную локально энергию упругой деформации.

Все приведенное выше можно рассматривать как подтверждение представлений о возникновении землетрясений в результате высвобождения накапливающейся на отдельных участках энергии упругой деформации. При взаимном относительном првостороннем смещении двух блоков (плит) под действием регионального поля напряжений на отдельных участках происходит заклинивание или слипание (stick-slip) в плоскости разлома, скорость перемещения на этом участке падает



Р и с. 47. Смещения по разлому Сан-Андреас и локальные землетрясения на участке между городами Холлистер и Паркфилд в 1959–1965 гг., отраженные в изменениях длин линий дальномерных измерений (Greensfelder, Sgise, 1971)

а — план участка; б — изменение длин линий по годам и распределение эпицентров землетрясений. 1 — пункты и линии измерений; 2 — эпицентры локальных землетрясений (цифры в кружках — магнитуда)

(возможно, до нуля), а деформации и напряжения в зоне растут. Когда напряжения достигают здесь величины силы трения в плоскости разлома (или предела прочности пород в массиве), блоки проскальзывают, высвобождая накопленную энергию и продуцируя землетрясение. Эта известная схема заклинивающего скольжения (Anderson, 1971), возникшая на основе геодезических данных и логических построений, усложняется по мере изучения сейсмического процесса и сопровождающих смещений на глубине.

Известны случаи появления разрывов и смещений по разломам на поверхности без землетрясений и случаи, когда при землетрясениях с близкими значениями магнитуд и глубиной очага разрывы проявлялись или не проявлялись на поверхности, вероятно в зависимости от предшествующей истории высвобождения напряжений. Следовательно, крип можно рассматривать или как фактор, замедляющий аккумуляцию упругих напряжений и отодвигающий момент землетрясения (особенно крупного), или же как отражение усиления тектонической активности и даже начальный этап разрядки напряжений, предшествующий землетрясению (Wallace, 1970). Эти модели не являются взаимоисключающими и, по-видимому, проявляются в разные периоды на разных участках.

Из рассмотренных соотношений разных видов смещений и землетрясений следует, что крип в промежутках между землетрясениями, до и после отдельного землетрясения, а также внезапная подвижка вдоль разлома во время данного землетрясения являются частями общего цикла накопления и высвобождения энергии упругой деформации в пределах некоторого участка (Nason, 1971; Scholz, 1972). Резонно считать, что существует несколько циклов, разных по масштабу времени и объему охватываемых участков земной коры. Низший уровень заклинивания (малый цикл) может быть связан с мелкими неровностями в плоскости разлома, возможно, только в приповерхностной его части, и проявляется исключительно в виде крипа с повторяющимися импульсами ускоренного скольжения, которые или вообще не продуцируют землетрясений, или продуцируют только микроземлетрясения. Средний уровень проявления заклинивающего скольжения, вероятно, связан с более крупными неровностями плоскости разлома, соответственно с заклиниванием на большую глубину и в течение более длительного времени, когда напряжения растут до уровня величины трения на разломе и разрешаются слабыми и умеренными землетрясениями. Наконец, наиболее благоприятные условия для длительного и максимального накопления напряжений и деформаций (крупный цикл) и, следовательно, для землетрясений максимальной магнитуды должны возникать вблизи участков максимальной кривизны разлома, особенно перпендикулярных оси наибольших сжимающих напряжений. Дополнительными благоприятными в этом смысле факторами являются единичность протяжения разлома и твердость горных пород.

При всей условности такого подразделения оно может быть полезно при определении сейсмической опасности на разных участках и применительно к землетрясениям разной магнитуды. По существу, работы по оценке сейсмической опасности и в области прогноза землетрясений Калифорнии уже проводятся в рамках такого подразделения.

**К оценке сейсмической опасности зоны разломов по данным о новейших, голоценовых и современных движениях.** Из рассмотрения геологических особенностей, смещений геологического прошлого, закономерностей проявления современных движений и деформаций и, наконец, сейсмических проявлений ясно, что для оценки сейсмической опасности в зоне разлома Сан-Андреас принципиально важное значение имеют следующие положения.

1. Пространственная и генетическая связь землетрясений с активными в плейстоцене и голоцене разломами.

2. Унаследованность движений от геологического прошлого: совпадение направления и порядка величин скорости сдвиговых движений в кайнозое и современных медленных и быстрых движений, т.е. однонаправленность и сравнительная стабильность процессов в масштабе позднекайнозойского времени. Наиболее приемлемыми являются величины скорости правостороннего сдвига по разлому Сан-Андреас в 1–2 см/год за поздний кайнозой и 2,5–3,5 см/год в настоящее время.

3. Неравномерный характер проявления современных медленных и быстрых смещений по разломам, по-видимому как результат периодического накопления и высвобождения энергии региональных деформаций в зоне разломов в условиях движения крупных блоков с постоянной (за столетия–тысячелетия) скоростью.

4. На отдельных участках в ряде случаев чередование во времени спокойных состояний и слабого крипа с периодами сейсмической активности (землетрясения слабой и средней силы) и усиления крипа.

5. Приуроченность мелких и средних землетрясений (т.е. постоянной сейсмичности) к тем участкам разломов, где крип проявляется в заметных величинах, и, наоборот, практическое отсутствие крипа (накопление упругих деформаций?) на участках известных разрушительных землетрясений прошлого, т.е. спорадической сейсмичности.

Эти результаты дают основу для оценок сейсмической опасности региона.

Разделение зоны разломов Сан-Андреас на участки по характеру сейсмичности и современных движений намечается в ряде работ (Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Allen, 1968; Wallace, 1970; Richter, 1971). Наиболее правильно представляется, вслед за К. Алленом (Allen, 1968), выделить пять следующих основных участков вдоль зоны разломов с северо-запада на юго-восток (см. рис. 46): I – уступ Горда и прилегающая часть разлома Сан-Андреас, II – южнее мыса Мендосино примерно до г. Сан-Хуан-Батиста (южнее г. Сан-Франциско), III – участок между городами Сан-Хуан-Батиста и Чоламе вместе с разломами Хейвард и Калаверас, IV – участок в зоне Поперечных хребтов примерно между городами Чоламе и Сан-Бернардино, V – южная оконечность разлома Сан-Андреас с серией субпараллельных разломов Сан-Габриель, Сан-Джасинто, Империлл и др. Последний из участков, возможно, не однороден и потребует в дальнейшем более дробного подразделения.

При таком делении по данным за последнее столетие участки I, III и V можно считать участками с постоянной сейсмичностью, где слабые и умеренные землетрясения ( $4,5 < M < 7$ ) повторяются систематически, частью происходят роями, а разрядка напряжений осуществляется как в виде сейсмических полдвижек по разломам, так и путем асейсмического крипа. Характерным признаком этих участков является наличие серии параллельных, ветвящихся или эшелонированных, активных тектонически и сейсмически, разломов. Многие данные по соотношению землетрясений, упругих деформаций и смещений по разломам на III участке уже приведены выше. Два других участка (II и IV), занимающих немногим меньше половины общей длины зоны разломов, имеют признаки спорадической сейсмичности, при которой долговременное накопление дефор-

маций разряжается в виде редких сильных ( $M \geq 8$ ) землетрясений, сопровождающихся сейсмическими подвижками. Для этих участков характерно наличие единичного разлома, изгибание его в средней части, отсутствие признаков крипа и сейсмических подвижек в течение по крайней мере десятилетий между главными землетрясениями.

Рассмотренные выше представления о геологически длительном, однонаправленном, с постоянной в среднем за столетия—тысячелетия скоростью относительном смещении плит, граничащих по зоне разломов Сан-Андреас, заставляют принять тезис о том, что отсутствие смещений в течение десятилетий на каком-нибудь участке зоны является лишь временным. Аналогичное, но в меньшем масштабе чередование слабых землетрясений и крипа известно на участке III (Brown, Wallace, 1968; Wallace, 1969, 1970). В этом аспекте можно толковать также факты отсутствия слабых и умеренных землетрясений на участках, где происходили крупнейшие землетрясения прошлого с максимальными сдвиговыми смещениями по разлому Сан-Андреас. В зоне разломов современный крип и землетрясения отсутствуют в течение многих десятилетий как раз на тех участках, которые были поражены землетрясениями с  $M \geq 8$  1857 и 1906 гг. с одно-временным сдвиганием соответственно на 9–11 и 3–6 м.

Можно считать, что на II и IV участках сравнительно с остальными в меньшем объеме (из-за единичности разломов, их меньшей глубины по сравнению с концами участков I и V) могут накапливаться большие напряжения и к тому же более длительное время (в результате протяжения разлома под более крутым углом к направлению оси главных сжимающих напряжений и возможности блокирования смещений). Отсюда следует, что именно участки II и IV зоны разломов Сан-Андреас являются потенциально опасными в отношении крупнейших землетрясений. К такому выводу приходит большинство американских исследователей (Tocher, 1960; Рихтер, 1963; Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Brune, Allen, 1967; Brown, Wallace, 1968; Allen, 1968; Wallace, 1968, 1969, 1970; Nason, Tocher, 1970; Anderson, 1971; Nason, 1971; Richter, 1971; Greensfelder, Crice, 1971).

Неопределенность границ применения закона повторяемости на разных участках (со спорадической и постоянной сейсмичностью) и ненадежность экстраполяции графика повторяемости, особенно в области сильных землетрясений (Allen et al., 1965), делают в данном регионе очень важной разработку способов оценки повторяемости по известному характеру и скорости накопления упругих деформаций и их соотношению с сейсмическими смещениями по разлому. Перечисленные в начале раздела закономерности (см. стр. 113) дают хорошую основу для такого рода оценок.

Первый расчет времени возможного будущего крупного землетрясения в северной части разлома дал в 1910 г. Х. Рейд на основании разработанной им теории упругой отдачи (The California..., 1910; см. также Scholz, Fitch, 1969; Bonilla, 1970). Основой послужили результаты геодезических измерений (1851–1866, 1874–1892 и 1906–1907 гг.) в зоне разлома Сан-Андреас, пораженной землетрясением 1906 г. В районе произошли лишь незначительные вертикальные поднятия, но существенные горизонтальные правосторонние параллельные разлому Сан-Андреас смещения; общее смещение наиболее удаленных от разлома пунктов на противоположных его крыльях между первой и третьей съемками составило 3,2 м, причем максимальные смещения произошли вблизи разлома и между второй и третьей съемками, т.е. перед землетрясением. Отсюда следовал вывод о возникновении землетрясения в результате внезапного высвобождения в виде разрыва (на протяжении сотен километров и с горизонтальным смещением до 6,3 м) энергии упругой деформации, накопившейся перед этим в широкой полосе по обеим сторонам разлома. Допуская многие упрощения, Х. Рейд рассчитал, что при накоплении деформаций, обеспечивших смещение в 3,2 м за 50 лет, потребуется 100 лет для накопления деформации, обеспечившей смещение в 6,3 м, как при землетрясении 1906 г.

Близкую частоту сильных землетрясений, подобных Сан-Францискому 1906 г., получил Х. Бениофф (1966), исходя из предпосылки о непосредственной связи

повторяемости катастрофических землетрясений на разломе со скоростью накопления деформаций. Принимая скорость движений, благодаря которой происходит накопление деформаций, равной 5 см/год, а критическую величину смещений равной 6,3 м, он получил частоту сильных землетрясений (630 : 5) в 126 лет. Другие данные, однако, показывают (см. рис. 42; Bonilla, 1970; Wallace, 1969, 1970), что катастрофическое землетрясение ( $M = 8$ ) может быть связано с сейсмическим смещением в 2–5 м, а средние довременные скорости можно брать в пределах от 1 до 8 см/год в зависимости от того, какой ширины зону считать ответственной за подготовку сильного землетрясения. При таких допущениях оценка частоты сильных землетрясений может варьировать от 20 до 500 лет, хотя наиболее вероятным все же остается значение 100–200 лет. Этим величинам не противоречат интервалы между землетрясениями 1838, 1857 и 1906 гг. в зоне разломов.

Дальнейшее развитие этого подхода принадлежит Р. Уоллесу (Wallace, 1970). Он исходит из того, что смещение по разлому совершается в виде внезапных упругих деформаций во время землетрясений и в виде медленного тектонического крипа, который снижает скорость накопления энергии упругой деформации; смещения по разлому во время землетрясений вызываются внезапным высвобождением упругих деформаций и требуют эквивалентной предваряющей аккумуляции упругой деформации во всей зоне разлома; скорость крипа, соотношение его с внезапными смещениями и магнитудой землетрясений различны на разных участках зоны, но в геологическом масштабе времени смещение по зоне разлома идет с постоянной скоростью.

Используя соотношение величин скорости долговременного (геологического) и текущего смещения (крипа) по разлому, протяженность и величину сейсмических подвижек во время землетрясений с известной магнитудой и особенности тектонического и сейсмического режима различных участков разлома, этот исследователь предложил формулы расчета повторяемости сейсмических событий.

Для данного пункта на разломе

$$R_x = D/(S-C),$$

где  $R_x$  — искомый интервал между землетрясениями с  $M = x$ ;  $D$  — смещение по разрыву, характерное для землетрясения с магнитудой  $x$ ,  $S$  — средняя долговременная скорость смещения блоков по разные стороны зоны разломов по геологическим данным;  $C$  — скорость тектонического крипа в плоскости разлома по геодезическим данным.

Для определения интервала времени между землетрясениями выбранной магнитуды по всей длине разлома в числитель и знаменатель формулы вводятся соответственно величина разрыва  $L$  при землетрясениях данной магнитуды и общая длина разлома  $L_r$ :

$$R_f = DL/(S-C)L_r$$

Уточнение этой формулы производится на основе выделения вдоль разлома участков с наиболее вероятными землетрясениями определенной магнитуды путем подстановки вместо общей длины разлома суммы длин таких участков.

При средней долговременной скорости смещения по разлому 2 см/год Р. Уоллес получил следующие интервалы для всей длины разлома с возможной двукратной ошибкой: 102 года между землетрясениями с  $M=8$ , 15 лет между землетрясениями с  $M=7$  и 5 лет между землетрясениями с  $M=6$ . Эти данные получены без учета тектонического крипа, который, по автору, видимо, увеличивает интервал между землетрясениями умеренной силы и не изменяет или почти не изменяет интервал между катастрофическими землетрясениями с  $M > 8$ . При этом сам автор указывает, что получаемые численные значения должны рассматриваться только как приближенные, так как зависят от надежности закладываемых величин.

Среди упрощений этого способа оценки, например: принятие равномерной скорости накопления упругой деформации без возможного частичного снятия

в промежутках между землетрясениями и равномерного высвобождения при землетрясениях, принятие крипа только в качестве фактора, тормозящего накопление деформации, принятие в расчет только поверхностных смещений без соотношения с глубинными в каждый отрезок времени, использование средней долговременной скорости смещения за 25 млн. лет, в течение которых она менялась. В частности, вызывает сомнение возможность использования средней долговременной (геологической) скорости смещения по разлому (1–2 см/год). Не правильное ли использовать средние скорости смещения не по плоскости и даже зоне разлома, а в полосе накопления деформаций, разрядка которых обеспечивает смещение по зоне во время крупных землетрясений? В этом случае (скорость 4–5 см/год) приведенные интервалы могут уменьшиться в 2–2,5 раза, т.е. для землетрясений с  $M \approx 8$  составят 40–50 лет, как допускает, впрочем, и автор (Wallace, 1970).

В целом в зоне разломов Сан-Андреас, по мнению американских авторов, наиболее вероятным для катастрофических землетрясений является интервал в 50–200 лет.

Можно попытаться оценить повторяемость землетрясений с  $M \geq 8$  на двух участках зоны разломов, где крип практически отсутствует. В Северной Калифорнии известные промежутки между сильнейшими землетрясениями составляли 69 лет и более: наиболее раннее до 1769 г., затем в 1838 и 1906 гг. и будущее за пределами 1976 г. По нарушениям тысячелетней секвойи, растущей на разломе Сан-Андреас севернее залива Сан-Франциско, до землетрясения 1906 г. предполагаются еще одно–три аналогичных события, начиная с 1400–1650 гг. н.э. (La Marche, Wallace, 1972). Следовательно, на северном участке разлома Сан-Андреас за последние примерно 300–600 лет произошло 2–3 крупных землетрясения с интервалом в пределах 80–290 лет. 100 лет в качестве интервала для Северной Калифорнии получил, как отмечено выше, Х. Рейд (The California..., 1910).

Если принимать скорость смещения, обеспечивающую накопление деформаций через зону севернее залива Сан-Франциско, в 0,7–3,6 мм/год (Savage, Burford, 1973), то для накопления деформаций, эквивалентных смещению при землетрясении 1906 г., потребуется 180–900 лет. Известно, что (The California..., 1910) за 50 лет до землетрясения смещения составили 3,2 м, а примерно за такой же период после землетрясения – не более 0,35–1,8 м. Если действительно происходил ускоренное накопление деформаций перед землетрясением, как это имело место перед землетрясением 1961 г. с  $M = 5,5$  (Nason, Tocher, 1971), более реальными окажутся меньшие интервалы – порядка 100–300 лет.

Применительно к зоне разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии, в месте пересечения с Поперечными хребтами, для известного отрезка времени (Wood, 1955) повторение крупнейших землетрясений (когда-то до 1769, в 1857 г. и за пределами 1976 г.) можно считать не чаще 88 и 118 лет. При долговременной скорости движений через всю зону в 5 см/год смещения по разрыву на 9–11 м при землетрясении 1857 г. могли отражать высвобождение деформаций, накопивавшихся примерно 200 лет. При накоплении деформаций порядка  $15 \cdot 10^{-6}$  за 35 лет в области сочленения разломов Сан-Андреас и Гарлок (Howard, 1968), что может соответствовать скорости движения через всю зону порядка 1 см/год, для смещения 9–11 м, как при крупнейшем землетрясении 1857 г., деформации будут накапливаться 900–1000 лет. Сейсмологическая оценка повторяемости крупных землетрясений на этом участке по графику повторяемости (частотно-магнитудному соотношению) 18 300 лет (Allen et al., 1965), несомненно, не имеет ничего общего с реальностью.

Таким образом, что на северном отрезке зоны Сан-Андреас периодичность сильнейших землетрясений (70–300 лет) меньше, чем в центральной ее части ( $\geq 90$ –900 лет). С точки зрения гипотезы заклинивающегося скольжения по зоне разломов Сан-Андреас это предположение хорошо объясняется различиями в геологической структуре участков и конфигурации разломов. Действительно, в Центральной Калифорнии большой изгиб разлома и протяжение его почти перпендикулярно к направлению максимальных сжимающих напряжений



(Nikonov, Osokina, Tsvetkova, 1975) создают более благоприятные условия для более длительных задержек в относительном смещении разделяемых разломом блоков, чем на северном отрезке, почти не искривленном и направленном под углом всего  $30-35^\circ$  к направлению регионального сжатия. К тому же в Центральной Калифорнии накапливающиеся вблизи зоны разломов Сан-Андреас напряжения частично, по-видимому, снимаются сейсмическими толчками и подвижками по взбросам и надвигам Поперечных хребтов с левосторонней сдвиговой компонентой смещений.

Представляется важным, что продолжающееся накопление деформаций на II и IV участках определяется не только исходя из общих закономерностей, но также фиксируется точными геодезическими измерениями (Brown, Wallace, 1968; Burford et al., 1969; Whitten, 1970; Meade, 1971; Savage, Burford, 1973) и на основании спектрального состава и скорости прохождения сейсмических волн (Brune, Allen, 1967; Brune, 1968). Вопрос, однако, заключается в том, сколь быстро накапливаются деформации на этих участках и как высок их уровень в настоящее время. Если исходить из приведенных (Howard, 1968) для IV участка небольших величин средней деформации (менее  $15 \cdot 10^{-6}$  за 35 лет) и равномерного накопления деформации со времени землетрясения 1857 г., то общая вероятная деформация окажется действительно небольшой – порядка  $1/3-1/10$  от наиболее вероятной величины смещения при землетрясении с  $M \geq 8$ . При принятии скорости смещения через зону разлома севернее залива Сан-Франциско в  $8 \pm 1$  и  $25 \pm 11$  мм/год (Savage, Burford, 1973) на этом участке также получим накопление деформации от времени землетрясения 1906 до 1976 г. в  $1/3-1/10$  величины смещения при крупнейших землетрясениях. (Не забудем, что перед землетрясением скорость накопления деформации может сильно возрасти и, следовательно, общая необходимая для сильного землетрясения деформация может накопиться не за последующие  $2/3-9/10$  времени ( $70 \times 2 = 140$ ;  $70 \times 9 = 630$  лет), а значительно быстрее). Если справедливы наши выводы о большей частоте сильнейших землетрясений в Северной Калифорнии по сравнению с Центральной (в пределах зоны разломов Сан-Андреас), то II участок следует считать более опасным в настоящее время, хотя вряд ли полученные значения периодичности можно считать вполне надежными (см. стр. 202).

#### **4. Горизонтальные движения по разломам в различных подвижных поясах и общие положения**

После подробного рассмотрения материала по Калифорнии краткий обзор данных по основным сдвигам и надвигам Тихоокеанского, Альпийского и Центральноазиатского подвижных поясов может дать общий фон и картину изученности и наметить некоторые общие закономерности.

**Разломы Тихоокеанского пояса.** С системой разломов Сан-Андреас во многих отношениях схожа система Альпийского разлома в *Новой Зеландии*. Здесь также обнаружены признаки крупного правостороннего сдвига – около 400 км с конца мезозоя, по мнению некоторых авторов (Wellman, 1964; Scholz, 1973), и активная сейсмичность. Более того, геометрия разрывов, векторы смещения и распределения землетрясений в обеих системах весьма схожи (Муди, Хилл, 1960; Рихтер, 1963; Allen, 1965; Scholz, 1973).

В отличие от зоны разломов Сан-Андреас в зоне Альпийского разлома выявляются крупные вертикальные смещения с амплитудой порядка 20 км за плиоцен и плейстоцен (кайкурский орогенез), т.е. со среднерасчетной скоростью около 2–5 мм/год (Scholz, 1973). В последние сотни тысяч лет отдельные складки растут со скоростью до 4 мм/год (Wellman, 1974). Тем не менее горизонтальные движения преобладают. По смещению главных долин, возникших во время последнего межледниковья (?), правостороннее смещение за последние 70–100 тыс. лет оценивается примерно в 1,5 км (Wellman, 1974). За последние 15–18 тыс. лет по основному Альпийскому разлому на юге Южного острова правостороннее сдвигание достигает 240–300 м, по отдельным разломам, где

они расходятся пучком к северо-востоку, — 30–100 м, при незначительных (1–3 м) величинах смещений в вертикальной плоскости (Wellman, 1969, 1974; Suggate, Lensen, 1973). Соответственно среднерасчетные скорости для единичных разломов оцениваются в 4–8 мм/год, а для основного Альпийского на юге — в 20 мм/год, а максимальная вертикальная скорость 0,2–2,0 мм/год в отдельных участках разлома.

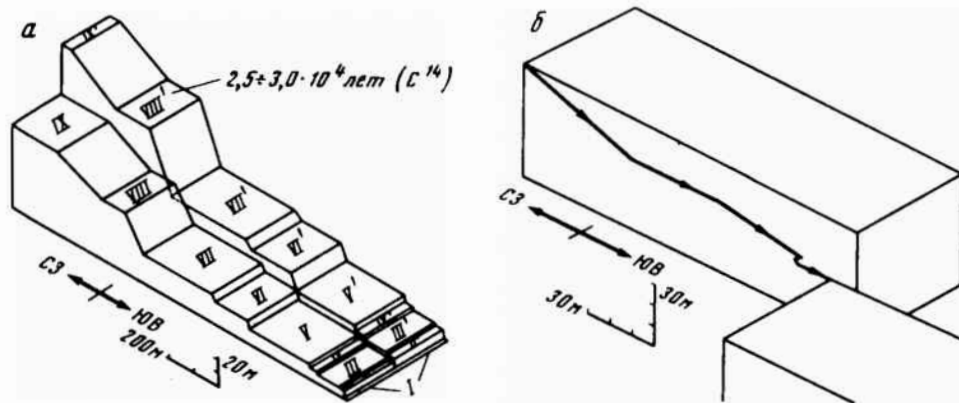
По соотношению высот террас и величины их горизонтального и вертикального смещений делается вывод о постоянстве (в среднем — *А.Н.*) скорости за последние 15 тыс. лет (Wellman, 1964, 1969); однако для более длительных отрезков времени необходимо учитывать изменение скорости горизонтальных смещений, неравномерное их распределение вдоль зоны разломов и обратимый характер для вертикальных (Suggate, Lensen, 1973).

Изученность современных движений геодезическими методами здесь все еще слаба (Maskie, 1973). Обработка материалов двух триангуляций на севере Южного острова показала большую вероятность правосторонних смещений по двум основным ветвям Альпийского разлома со скоростью 2,5 см/год за 45-летний промежуток времени. Отдельные измерения дали скорость 3 мм/год за 40 лет в 10-километровой зоне поперек разлома на южном окончании Северного острова и 1,0–1,2 см/год за 1964–1968 гг. по одному из разломов в центре Южного острова.

Так же как и в системе разломов Сан-Андреас, в системе Альпийского разлома при землетрясениях преобладают правосдвиговые смещения по продольным разломам и надвиговые по поперечным секущим (Pavoni, 1971; Scholz, 1973). На самом Альпийском разломе имеются участки "сейсмических пустот", где сильные землетрясения не происходили по меньшей мере с 1830 г. и где крип не обнаруживается. По аналогии с закономерностями, установленными на разломе Сан-Андреас, это позволяет предполагать процесс накопления упругих деформаций и подготовку сильного землетрясения (Richter, 1971).

Небольшие по размерам геодезические построения и повторные измерения на трех известных крупных разломах *Аляски* (система разломов Денали) также не обнаружили за 1940–1970 и 1967–1969 гг. смещений со скоростью более 2–3 мм/год ни по горизонтали, ни по вертикали (Page, Lahr, 1971; Page, 1972; Savage, 1975). На разломе Феруэтер смещения в течение 10 лет после землетрясения 1958 г., когда отмечалась правосторонняя подвижка на 6,5 м, не превышали 2–3 мм/год, из них всего 1 мм может быть отнесен суммарно за счет всех последующих слабых толчков. Растягивающие поперек к разлому деформации  $(10-15) \cdot 10^{-6}$  связывают с релаксацией упругих напряжений после землетрясения 1964 г. Все эти измерения проведены через крупные, длиной от нескольких сотен до 1500 км, разломы, правосторонние смещения по которым морен, русел и других образований за плейстоцен определены в различных местах в 1–7 км, а за поздний плейстоцен-голоцен — 50–270 м (Grantz, 1969; Stout, Bradly, 1973), т.е. со средней скоростью 1–3,5 см/год. Такое несоответствие также указывает на неравномерный во времени и вдоль разлома характер смещения и определяет вероятность местного "заклинивания" и накопления деформаций (Page, Lahr, 1971; Page, 1972). Это предположение не противоречит известным фактам о крупных горизонтальных и вертикальных смещениях, в том числе по разломам, во время сильных землетрясений на Аляске (Plafker, 1972). В последние годы в Аляскинском секторе подвижного пояса установлено 24 разлома с молодыми смещениями как взбросового, так и сдвигового характера, часть которых активизируется во время землетрясений (Recent crustal movements, 1975).

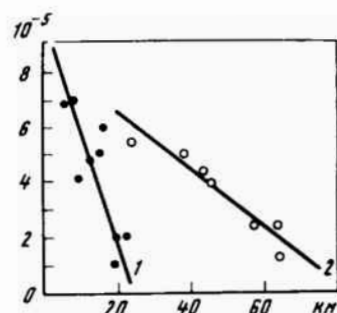
Из других, слабее изученных, сдвигов в пределах Тихоокеанского подвижного пояса можно отметить сдвиги в северном *Чили* (Атакамский разлом) с молодым сдвижением на 1,5 км (Amand, Allen, 1960; Ailen, 1965), сдвиги в *Венесуэле* и *Боливии* на восточном склоне Анд (Муди, Хилл, 1960; Schubert, Sifontes, 1970; Schubert, Henneberg, 1974; Cluff et al., 1975). В Венесуэле правосторонний сдвиг северо-восточного простираения длиной 400 км несет следы позднечетвертичного



Р и с. 48. Смещения по разлому Атера северо-запад—юго-восточного простирания в Центральной Японии (Sugimura, Matsuda, 1965)

а — последовательное левостороннее смещение позднеплейстоценовых и голоценовых террас, кроме поймы (в последние 100—400 лет землетрясения и подвижки отсутствуют); б — вектор смещения (горизонтальные смещения в 5 раз превышают вертикальные)

Р и с. 49. Уменьшение величины горизонтальной деформации с расстоянием от разлома во время землетрясений Танго 1927 г.,  $M = 7,5$  (1), и Канто 1923 г.,  $M = 7,9$  (2), по результатам повторных триангуляций (Sato, 1973)



смещения со среднерасчетной скоростью 1—2 см/год, в голоценовое время морены смещены на 62—69 м, что дает среднюю скорость  $\geq 6,6$  мм/год, известно несколько землетрясений с  $M \approx 8$  за последние 400 лет. Инструментальными методами современные движения на этих разломах пока что не изучены.

Недостаточно подробно исследованы также разломы Филиппин и о. Тайвань, несущие геологические признаки сдвига и вертикальных перемещений (Муди, Хилл, 1960; Allen, 1965; Recent crustal movements..., 1971). При сильных землетрясениях по ним происходят преимущественно сдвигания на 2—4 м. Весьма показательны данные по Японии (рис. 48, 49).

Разлома Центральноазиатского подвижного пояса (Среднеазиатский сектор). С точки зрения поперечных к простиранию главных структур горизонтальных движений в пределах Среднеазиатского орогена лучше всего известен Вахшский надвиг на границе Тянь-Шаня и Памиро-Алая (Южно-Тяньшаньского и Кузьнуньского поднятий; Губин, 1960; Гзовский и др., 1958; Певнев и др., 1968; Гущенко, Степанов, 1973) — зона северо-восточного простирания, состоящая из серии разрывов, по которым мезозойские породы юго-восточного крыла взброшены или даже надвинуты несколькими чешуями к северо-западу и северу на палеозойские породы северо-западного крыла или на позднеплиоценовые и четвертичные отложения узкой приразломной депрессии в долинах рек Сурхоб и Вахш (см. рис. 24). Надвигания четвертичного возраста большей частью ограничены концом среднего — началом позднего плейстоцена. Однако отчетливые следы позднеплейстоценового и голоценового надвигания по геологическим данным устанавливаются как в восточной части участка, так и в западной (Скобелев, Флоренский, 1974; наблюдения автора). Характерным можно считать наличие нескольких узких взбросовых и надвиговых чешуй в зоне разломов и чередование взбросов и надвигов по простиранию.

Еще более явные следы позднеплейстоценовых и голоценовых взбросонадвиговых явлений обнаружены автором вдоль северных склонов Заалайского хребта в зоне Дарваз-Каракульского разлома. Часть из них, несомненно, возникла во вре-

мя землетрясений, т.е. является сеймотектоническими дислокациями. Разрывы секут позднеплейстоценовые морены, зандровые поля и конусы выноса, в отдельных случаях затрагивая голоценовые морены и террасы. Наблюдались надвигания к северу по плоскостям, наклоненным к югу под углом  $60-30^{\circ}$  со смещениями в несколько метров.

Горизонтальная составляющая современных движений земной коры надежно измерена только в центральной части Вахшского надвига – на участке Гармского полигона. Заметим, что это вообще единственный до сих пор участок в пределах Среднеазиатского орогена, где имеются долговременные измерения современных медленных горизонтальных движений. Для участка в несколько километров в поперечнике, покрывающего зону разломов (Сурхобский разрыв), в настоящее время имеются повторные триангуляционные измерения 1948, 1949–1950 и 1968, 1970–1971 гг. (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973, 1974). Сравнение триангуляций 1949–1950 и 1968–1970 гг., а также 1971 и 1972 гг. установило сближение юго-восточного и северо-западного крыльев на 30–40 см, что лежит далеко за пределами тройных ошибок измерений. Иными словами, среднегодовая скорость смещения к северо-западу колеблется от 12 до 17 мм/год, в то время как среднегодовая скорость вертикальных движений на той же линии не превышает 3,5–4,0 мм/год, т.е. в 3–5 раз меньше. Аналогичные измерения 1968–1971 гг. подтвердили сокращение расстояний со скоростью 9–11 мм/год. Наконец, субмеридиональное сближение пунктов на разных крыльях разлома со скоростью около 15 мм/год подтверждается светодальномерными измерениями (Pevnev et al., 1975).

Три особенности триангуляционных измерений обращают на себя внимание. Во-первых, векторы смещений за 1948–1949 гг., т.е. между измерениями до и после Хаитского землетрясения (эпицентр в 60 км к северо-востоку), направлены на эпицентр, отличаются на  $70-90^{\circ}$  от долговременных векторов северо-западного направления; смещения в связи с землетрясением составляют десятки миллиметров (до 108 мм), превосходя тройную ошибку измерений. Вторая особенность состоит в том, что векторы смещений на всем протяжении полосы измерений, т.е. на 6 км над юго-восточным крылом разрыва, изменяются лишь незначительно по направлению и модулю. Это означает, что все сближение происходит в узкой полосе вдоль русла р. Сурхоб, где и проходит активный разрыв, по-видимому, надвигового типа. И наконец третья особенность: на южном активном крыле разлома низко расположенные в рельефе точки сместились меньше, чем высоко расположенные, соответственно на 13 и 17 мм/год. Это наводит на мысль, что в данном случае горизонтальные движения по разлому в основном приповерхностные, т.е. мы имеем дело здесь с так называемым козырьковым надвигом, плоскость которого на глубине приближается к вертикальной. Но сжимающие субмеридиональные усилия на глубине должны сохраниться. С этим согласуется факт выжимания в зоне разлома узких клиньев, один из которых выдвигается на наших глазах, вероятно, в течение приблизительно одной тысячи лет на левом берегу р. Сурхоб, против сейсмостанции Гарм (см. стр. 82).

Имеющиеся для данной зоны материалы по позднеплейстоценовым, голоценовым и современным движениям позволяют наметить следующие выводы: 1) в пределах зон разломов сложно сочетаются во времени и по простиранию зоны движения с горизонтальной и вертикальной составляющими, т.е. меняется полный вектор перемещений; 2) горизонтальная составляющая движений в течение позднего плейстоцена, голоцена и в настоящее время ориентирована в субмеридиональном направлении в северных румбах, что согласуется с выводом (Гушенко, Степанов, 1973) о субмеридиональном прохождении оси максимального сжатия и о превалирующем механизме продольного сжатия по геологическим и тектонофизическим данным; 3) движения по отдельным разрывам зоны происходили в ограниченные отрезки времени порядка тысяч или десятков тысяч лет со скоростью в несколько миллиметров в год; 4) последнее не противоречит возможности общего смещения по зоне в северных румбах со скоростью порядка 10–15 мм/год, как это установлено на Гармском участке высокоточными геодези-

ческими измерениями (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973; Pevnev et al., 1975). Однако трудно сказать, сколь глубоко в земную кору можно распространять получаемые величины скорости, поскольку наблюдаемые вблизи поверхности надвиги могут быть козырьковыми, т.е. укрупняющимися с глубиной.

Более определенные суждения о горизонтальных смещениях не только поверхности, но и земной коры в течение плейстоцена и голоцена можно получить на основании изучения крупных региональных вертикальных разломов с существенной сдвиговой составляющей (рис. 50–53). В пределах Среднеазиатского орогена изучены, хотя и недостаточно, признаки сдвиговых смещений на трех крупнейших разломах: *Таласо-Ферганском* (Ранцман, Пшенин, 1963, 1967; Буртман, 1965), *Джунгарском* (Курдюков, 1953; Войтович, 1969) и *Дарваз-Каракульском* (Чедия, 1972; Никонов, 1975а).

На рис. 52 отражены имеющиеся к настоящему времени данные о молодых и современных горизонтальных движениях в пределах Средней Азии и прилегающих районов с количественными характеристиками.

Фактический материал по горизонтальным движениям вдоль разломов сведен в табл. 14 и графически представлен на рис. 53. Мы рассматриваем в данном случае только сдвиговую компоненту, хотя упомянутые разломы на разных участках представлены и взбрососдвигами и сбросонадвигами. Второе ограничение заключается в том, что при расчетах бралось сдвигание по единичной (главной) плоскости разлома, между тем как, во всяком случае на ряде участков, сдвигание могло осуществляться по нескольким параллельным плоскостям, а упруго-пластические деформации – в зоне в несколько километров шириной. Так, например, по оценке Е.Я. Ранцман и Г.Н. Пшенина (1967), за плиоцен-четвертичное время смещения по отдельному разрыву Таласо-Ферганского разлома составило 2 км, а по зоне в целом (до 10 км шириной) – 12–14 км. Представленные материалы (см. табл. 14, рис. 52, 53) дают основание для следующих основных заключений.

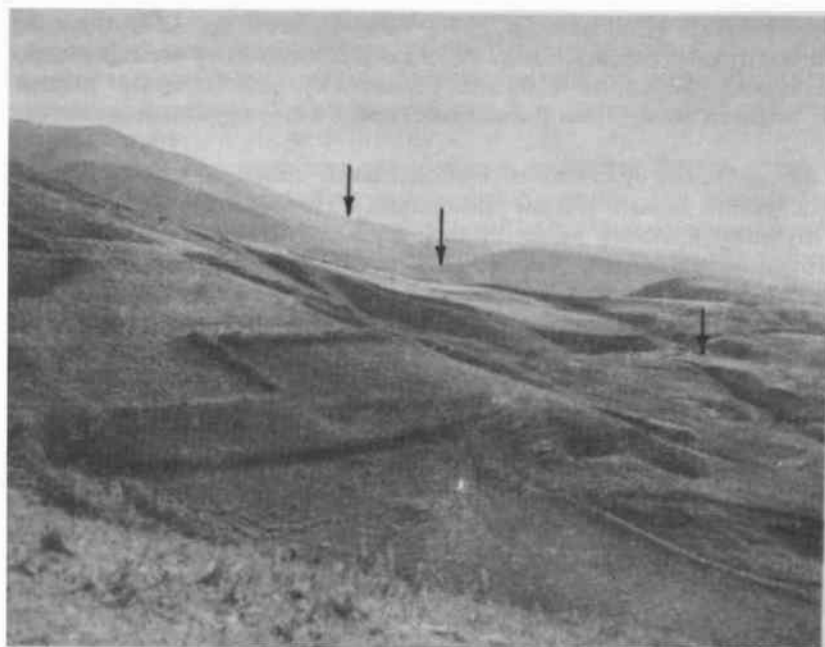
1. На всех разломах величина сдвиговых смещений тем больше, чем больше рассматриваемый отрезок времени, т.е. наблюдается унаследованность и направленность сдвигания в течение последних миллионов и тысяч лет. Никаких признаков возвратных движений<sup>1</sup> по этим разломам не отмечается, что подтверждает тезис о необратимости горизонтальных движений.

2. Признаки левостороннего сдвигания по разлому северо-восточного простирания (Дарваз-Каракульскому) и правостороннего по разломам северо-западного простирания (Таласо-Ферганский и Джунгарский), как и факты движения к северо-северо-западу по Вахшскому надвигу, к северу по Дарваз-Каракульскому разлому определенно указывают на субмеридиональное сжатие и сокращение земной коры Среднеазиатского орогена в северном направлении. В меньшем количестве известны признаки субширотного относительного расширения: меридиональные плиоценовые дайки и жилы, позднеплейстоценовые зияющие рвы и микрограбены.

3. Нельзя не заметить разницу в величине скорости смещений при расчете в целом за средний и поздний плиоцен (первые миллиметры в год) и за весь четвертичный период (от нескольких до 7–10 мм/год). Объяснением может служить влияние уменьшения периода времени осреднения, если считать движения периодическими и допускать большую продолжительность периодов покоя. Можно также допустить общее ускорение горизонтальных движений по разломам в течение позднего кайнозоя.

4. Обращает внимание относительное постоянство величин скорости в течение последних сотен тысяч лет по каждому из рассмотренных разломов – в пределах нескольких миллиметров в год по отдельному разрыву (суммарные смещения по каждой зоне за тот же период могут составлять  $\geq 10$  мм/год).

<sup>1</sup> Речь не идет об упругой отдаче во время землетрясений, которая геолого-геоморфологическими методами за рассматриваемый промежуток времени не фиксируется.



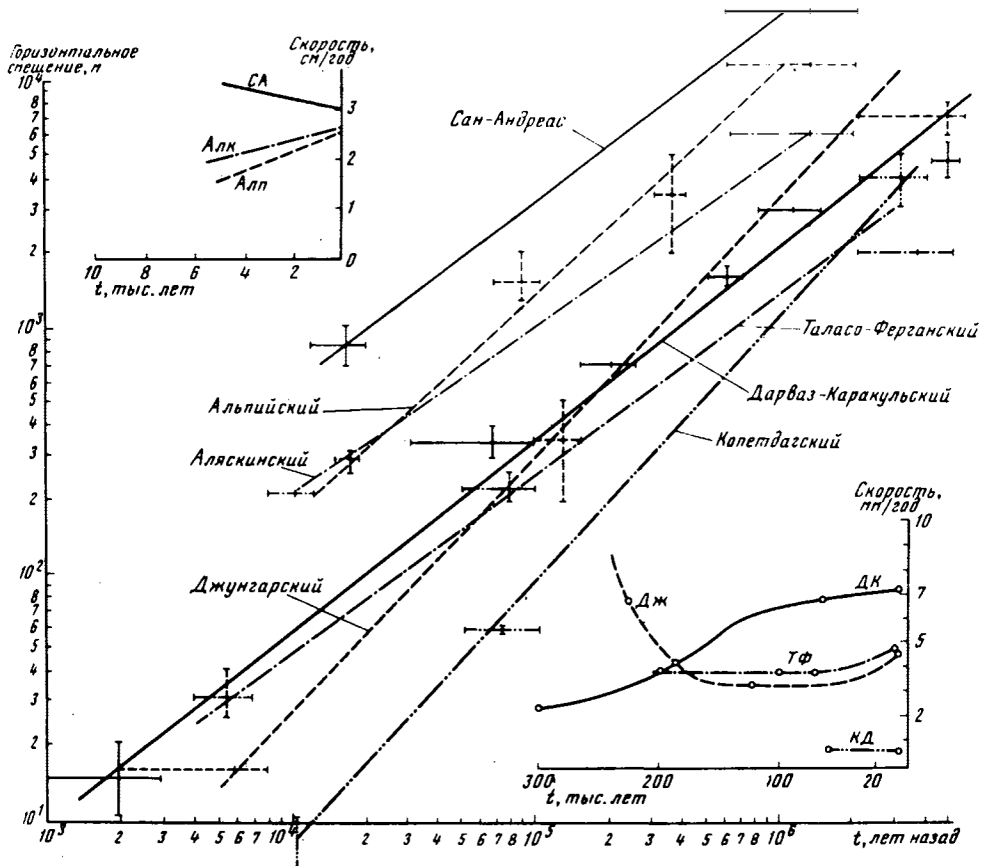
**Р и с. 50. Ориентированное наискось к склону понижение в рельефе над Дарваз-Каракульским разломом в месте сочленения Дарвазского хребта и Сарьбской мульды**

Юго-восточное крыло (слева от наблюдателя) взброшено и сдвинуто к северо-востоку относительно северо-западного (вдали справа)



**Р и с. 51. Сарьбская мульда над зоной Дарваз-Каракульского разлома.**

Вид к северо-западу поперек простирания разлома; на среднем плане – молодая долинка и русло, смещенные левосторонне в результате голоценовой сейсмоструктурной подвижки



Р и с. 53. Величина и скорость горизонтальных смещений по крупным разломам в плиоцене, плейстоцене и голоцене

Тихоокеанский подвижный пояс: СА — Сан-Андреас, Калифорния; Алп — Альпийский, Новая Зеландия; Алк — Ферузтер, Аляска; Центральноазиатский подвижный пояс: ДК — Дарваз-Каракульский; ТФ — Таласо-Ферганский; ДЖ — Джунгарский; КД — Копетдагский

Вместе с тем по таким геолого-геоморфологическим признакам, как четкость сдвинутых форм, наличие мертвых обезглавленных поперечных долин, разорванность границ отложений, и по аналогии с известными сдвиговыми сейсмодислокациями (см., например, стр. 85) необходимо признать (как и делает большинство авторов — (Курдюков, 1953; Ранцман, Пшенин, 1963, 1967; Буртман, 1965; Никонов, 1975а)), что сдвиговые смещения происходили импульсно. Длительность геологических импульсов (возможно, состоящих из нескольких сейсмических) определить при современной степени изученности трудно. На Таласо-Ферганском разломе отмечается период активизации сдвига в раннем голоцене и позднем плейстоцене (Ранцман, Пшенин, 1967), на Дарваз-Каракульском — в позднем голоцене (Никонов, 1975а) длительностью порядка нескольких тысяч лет.

На участке юго-запад—северо-восточного протяжения Дарваз-Каракульского разлома вдоль него протягивается на 18 км сеймотектоническая дислокация взбросовосдвигового характера, которая пересекает и сдвигает на 5–15 м поперечные долины (Никонов, 1977б; см. рис. 51). Поскольку сейсмодислокация пересекает долину р. Возгина и ее голоценовую террасу относительной высотой 15 м, но не выражена на двухметровой позднеголоценовой террасе, возраст сейсмодислокации определяется как средне- или позднеголоценовый, примерно 1–5 тыс. лет. Сейсмоструктурный уступ прорезан молодыми недеформированными поперечными водоразделами глубиной до 2 м. Заброшенные и частично запыленные арки, полво-

Таблица 14

Характеристика сдвиговых смещений по некоторым крупнейшим разломам Памиро-Тянь-шаньской орогенной области в плиоцене, плейстоцене и голоцене

Признаки, по которым определено сдвигание	Оценка возраста сдвига-ния, тыс. лет	Величина сдвига-ния (км) и направлен-ность сдви-гания	Среднерасчетная ско-рость сдвига-ния, мм/год		Источник
			за весь период	за промежу-ток времени	
Дарваз - Каракульский разлом, СВ-ЮЗ, 30 км					
Смещение русел попе-речных ручьев	2±1	0,01 - 0,02 л	5 - 10		Никонов, 1975
Смещение мелких по-перечных долин	30 - 100	0,3 - 0,4 л	4 - 10		"
Смещение крупных до-лин, водораздельного гребня и поверхности выравнивания	500 - 700	1,5 - 1,8 л	3	2 - 3 1,5 - 5	"
Смещение границ выхо-дов конгломератов та-вильдаринской, полизак-ской и килимбинской свит	800 - 1500	~3 л	2 - 4		"
Смещение конгломера-тов тавильдаринской свиты	4000 - 6000	4 - 5,5 л	1	0,25 - 0,6	"
Галасо - Ферганский разлом, СЗ-ЮВ, 400 км					
Смещение русел попереч-ных временных потоков	4 - 7	0,03 п	4 - 6		Буртман, 1965
Смещение долин в про-межутке между образо-ванием III и II террас	50 - 100	0,2 - 0,25 п	2 - 5	3 - 5	Ранцман, Пшенин, 1963
Смещение среднечетвер-тичной морены	150 - 250	0,75 п	3 - 5	0,3 - 0,7	Ранцман, Пшенин, 1967
Смещение основных до-лин по единичному разлому	2000 - 5000	2 п	0,4 - 1		Ранцман, Пшенин, 1963
Джунгарский разлом, СЗ-ЮВ, 200 км					
Смещение поперечных, сухих русел	2 - 8	0,015 п	2 - 8		Курдюков, 1953
Смещение мелких форм рельефа	100 - 150	0,2 - 0,5 п	2 - 5	7 - 22	Войтович, 1969
Смещение ранне-средне-плейстоценовых отло-жений и крупных форм рельефа	300 - 400	2 - 5	5 - 12	2,5	"
Смещение по единичному разлому плиоценового аллювия от долины - источника сноса	2000 - 7000	6 - 8 п	3 - 4		"

П р и м е ч а н и е: л - левостороннее, п - правостороннее



дившие воду к золотопромывочным участкам в долине р. Возгина, заходят внутрь таких водороев и пересекают их, т.е. выкопаны позднее. Наконец в некоторых местах такого пересечения видно последующее врезание водороев в арыки на 0,5–0,7 м. Считая, что золотодобыча происходила здесь в XV–XVI вв., получаем среднюю скорость врезания водороев порядка 1–2 мм/год. Следовательно, полный возраст недеформированных водороев, прорезавших сеймотектонический уступ на 2 м, может быть оценен в 1–2 тыс. лет. Таков наиболее вероятный и даже максимальный, поскольку добыча золота могла осуществляться позднее, возраст сеймотектонической дислокации в бассейне р. Возгина. Судя по отсутствию деформаций в упомянутых поперечных водороевах, постепенные горизонтальные смещения (крип) в этот период на данном участке не происходили.

Поскольку дислокация без изменения ее простирания и размеров, величины и направления сдвига протягивается через перевал в бассейн р. Сарыоб, ее следует считать единой по всей длине и распространить на нее приведенное определение возраста. Среднерасчетная скорость левостороннего сдвигания получается при этом 5–10 мм/год в позднем голоцене, аналогично скорости за последние сотни тысяч лет (см. рис. 53).

Никаких инструментальных измерений ни по одному из этих разломов пока не проведено, за исключением определений фототеодолитным способом правостороннего сдвигания на 1–1,5 м по Таласо-Ферганскому разлому в связи с Чаткальским землетрясением 1949 г. (Федоренко, 1968).

**Разломы Средиземноморского подвижного пояса** изучены менее остальных. Целая система продольных или секущих разломов длиной во многие сотни километров с преобладающими сдвиговыми смещениями, в том числе голоценовыми (ориентировочно) на десятки–сотни метров, обнаружена в пределах Западно-Азиатской ветви Средиземноморского пояса (Wellman, 1965; Pavoni, 1961, 1971). Изученность большинства из них недостаточна для того, чтобы надежно определять величины скорости и тем более их изменения во времени. Смещения по *Северо-Анатолийскому разлому* (длина 1300 км, допускаемый сдвиг около 400 км за третичное время) в виде сеймотектонических дислокаций проявились во время серии землетрясений 1939–1956 гг., распространявшихся по нему с востока на запад. В результате землетрясений смещения достигли 4 м вдоль разлома и на 1 м поднялось южное крыло. Медленные правосдвиговые смещения (крип) отмечены по Северо-Анатолийскому разлому на коротком поперечнике в 110 км севернее г. Анкара, где скорость крипа определена около 20 мм/год (Science News, 1972). Сравнение триангуляций и трилатераций 1946 (после сильного землетрясения 1944 г.) и 1972 гг. показало горизонтальное смещение на 75 см на восточном и 20 см на западном концах разлома, т.е. со скоростью 30 и 8 мм/год соответственно (Canitez, 1975). В табл. 15 собраны данные о сеймотектонических подвижках по разломам Иранского нагорья и Копет-Дага. Проведенные после землетрясения Дашти-Биаз с  $M = 7,3$  измерения обнаружили спустя 2–4 года левосторонний крип, т.е. в том же направлении, как и смещение при землетрясении, со скоростью около 4 мм/год (McEvelly, Niazi, 1975).

Разлом *Чаман* на востоке Афганистана, по которому во время землетрясения 1892 г. железнодорожное полотно сместилось левосторонне на 1 м (McMahon, 1897; Рихтер, 1963), является протяженным (не менее 230, вероятно, до 800 км) субмеридиональным левосторонним сдвигом, активным, возможно, с раннетретичного времени. Вдоль него долины временных потоков растащены левосторонне максимально более чем на 1 км, а более мелкие молодые русла – на 120 и 20 м, что позволяет ориентировочно определить среднюю скорость сдвигания в пределах 2–20 мм/год (Wellman, 1965).

Вдоль разлома *Мертвого моря* доказывается левостороннее сдвигание на 0,6 км, из которых 0,15 км относятся к последним 20 тыс. лет (Zak, Freund, 1966), т.е. среднерасчетная скорость сдвигания за это время оценивается в 7,5 мм/год. На продолжении той же зоны к северу в пределах Сирии отмечаются только вертикальные движения позднплиоцен-четвертичного времени.

Таблица 15

Сейсмотектонические дислокации Средиземноморского подвижного пояса (в пределах Ирана и Туркмении)

Номер п/п.	Название и год землетрясения	Сейсмологическая характеристика					Размер сейсмотектонических дислокаций			
		M	I	H, км	Длина осей изосейсты высшего балла, км	Площадь внутри изосейсты VIII баллов, тыс. км <sup>2</sup>	$\frac{L, \text{ км}}{l, \text{ км}}$	$\frac{D, \text{ м (вертик.)}}{D, \text{ м (гориз.)}}$	b, м	Источник
1	Кучанское, Иран, 1895	7	IX-X		25×18				0,25	Материалы для изучения землетрясений России, 1891
2	Ашхабадское, 1948	7	IX	15-20	15×10		$\frac{0,5-0,8}{(0,2)}$	$\frac{0,3-0,5}{1,7-1,9}$	0,2-0,5	Горшков, Якушова, 1956; Расцветаев, Трифионов, 1965; Рустанович, 1967
3	Буйин-Зара, Иран, 1962	7-7,5	IX	27±9	95×5	~1,4	$\frac{100}{6?}$	$\frac{0,75}{0,5-0,6}$		Ambraseys, 1963
4	Дашти-Биаз, Иран, 1968	7,3	IX	15		~4	80	$\frac{1,2}{4,5}$		Ambraseys, Tchalenko, 1968
5	Карнавч, Иран, 1970	6,3-6,7	VII-VIII	20	100×100	7	Не обнаружены			Ambraseys et al., 1971
6	Бабол-Кенар, Иран, 1971	5,2		27			Отсутствуют			Tchalenko et al., 1972

Из крупных разломов с надвиговой компонентой, несомненно, наиболее интересен *Главный пограничный надвиг* Гималаев, по которому предполагается продвижение на 25 км к югу палеозойских пород на сиваликские (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) отложения (Гансер, 1967). Принятие широкого диапазона возраста отложений автохтона в 0,5–2,5 млн. лет дает возможность оценить среднерасчетные скорости продвижения в 10–50 мм/год. В нескольких случаях в Гималаях установлены поперечные тектонически и сейсмически активные сдвиги северо-северо-восточного простирания со средней скоростью смещения 1–2 см/год.

Современные движения в зоне надвига измерены инструментально пока лишь на одном из частных надвигов Нахан в пределах низких Кумоанских Гималаев (северо-восточная Индия). Плоскость надвига здесь разделяет сланцы и песчаники двух разновозрастных толщ палеозоя, будучи наклонена к северо-западу  $315^{\circ}$  под углом  $30^{\circ}$  при общем северо-западном простирании надвига. Дискретные измерения, проведенные в 1969, 1971 и 1972 гг. с помощью водотрубного наклономера, позволили определить смещения в плоскости надвига к юго-востоку  $132^{\circ}$  со скоростью 9 мм/год, что на порядок выше возможных ошибок измерений (Sinvhal et al., 1973). Дополнительные измерения деформаций на этом участке не выявили эпизодов крипа по плоскости надвига.

Приведенный материал по горизонтальным движениям в хорошо изученной зоне разломов Сан-Андреас и на других значительно хуже изученных разломах позволяет сформулировать следующие *общие положения*.

1. *Горизонтальные движения по разломам происходят односторонне* на протяжении как длительных (миллионы–сотни тысяч лет), так и коротких (десятки тысяч–тысячи лет) отрезков геологического времени и в настоящее время (последние сотни–десятки лет).

2. В подвижных поясах *среднерасчетные скорости плейстоценовых, голоценовых и современных горизонтальных движений по отдельным разломам обычно находятся в пределах 0,5–2,5 см/год*. Скорости смещений через зоны разломов (системы параллельных разломов) могут быть в 1,5–2 раза больше. В пределах приведенных значений наибольшие величины скорости отмечены по сдвигам вдоль основных тектонических структур, меньшие (обычно в пределах 1 см/год для отдельных разрывов) — у взбрососдвигов, взбросонадвигов и секущих сдвигов. Горизонтальные движения по разломам со скоростью порядка нескольких миллиметров в год (максимальная известная 9 мм/год) могут иметь место и в пределах платформенных областей.

3. В ряде случаев удается выделять периоды активизации горизонтальных смещений по разломам длительностью в несколько тысяч или десятков тысяч лет. Еще более определенно выявляются сейсмотектонические импульсы, т.е. отдельные, сильные землетрясения или рои землетрясений с горизонтальными подвижками в присущем разлому направлении максимум на несколько метров.

4. На разломе Сан-Андреас в Калифорнии, вероятно, на Альпийском разломе Новой Зеландии, разломах Аляски и, возможно, *на других разломах с преобладанием горизонтальной составляющей участка с постоянным или периодическим асейсмическим крипом чередуются с участками, где резкие смещения по разлому происходят только во время землетрясений*. Для участков первого типа характерны более частые слабые и умеренные землетрясения, тогда как участки второго типа подвергаются редким сильным землетрясениям. Для системы разломов Сан-Андреас имеются факты периодического накопления упругих деформаций в широкой зоне и их высвобождения путем проскальзывания и сейсмотектонических подвижек во время землетрясений.

5. Простирание и направленность сейсмотектонических подвижек при сильных землетрясениях согласуются с простиранием главных зон разломов и смещениями по ним в плиоцене, плейстоцене и голоцене. Величина горизонтальных подвижек при землетрясениях в целом пропорциональна магнитуде последних и обычно не превышает 10–20 м.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ  
В ОБЛАСТЯХ РИФТОГЕНЕЗА И СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

1 Движения в рифтовых зонах

Рифтовые зоны, которым в последние десятилетия уделяется большое внимание, представляют самостоятельную группу тектонических структур. Они объединяются в общемировую систему, большая часть которой приурочена к осевым частям срединно-океанических хребтов и потому практически недоступна для непосредственных исследований и измерений. Тем больший интерес вызывают переходные к континентальным участки океанических рифтов и собственно континентальные рифтовые зоны.

Хотя изучение голоценовых и непосредственные измерения современных движений находятся в начальной стадии, обзор имеющихся данных представляется необходимым и, как будет показано, позволяет сделать ряд принципиально важных с точки зрения современной геодинамики заключений. Ниже рассмотрены материалы по континентальным рифтовым системам (Байкальской, Восточно-Африканской, Рейнской), а затем по отдельным участкам океанических рифтовых зон (в пределах Исландии, Красного моря, шельфа Моря Лаптевых).

**Байкальская рифтовая зона.** Это крупнейшая континентальная рифтовая система, по мнению ее исследователей, представляет в неотектонической структуре свод шириной около 200 км с амплитудой поднятия около 1 км, разбитый Байкальской впадиной с погружением фундамента не менее чем на 4–5 км относительно бортов.

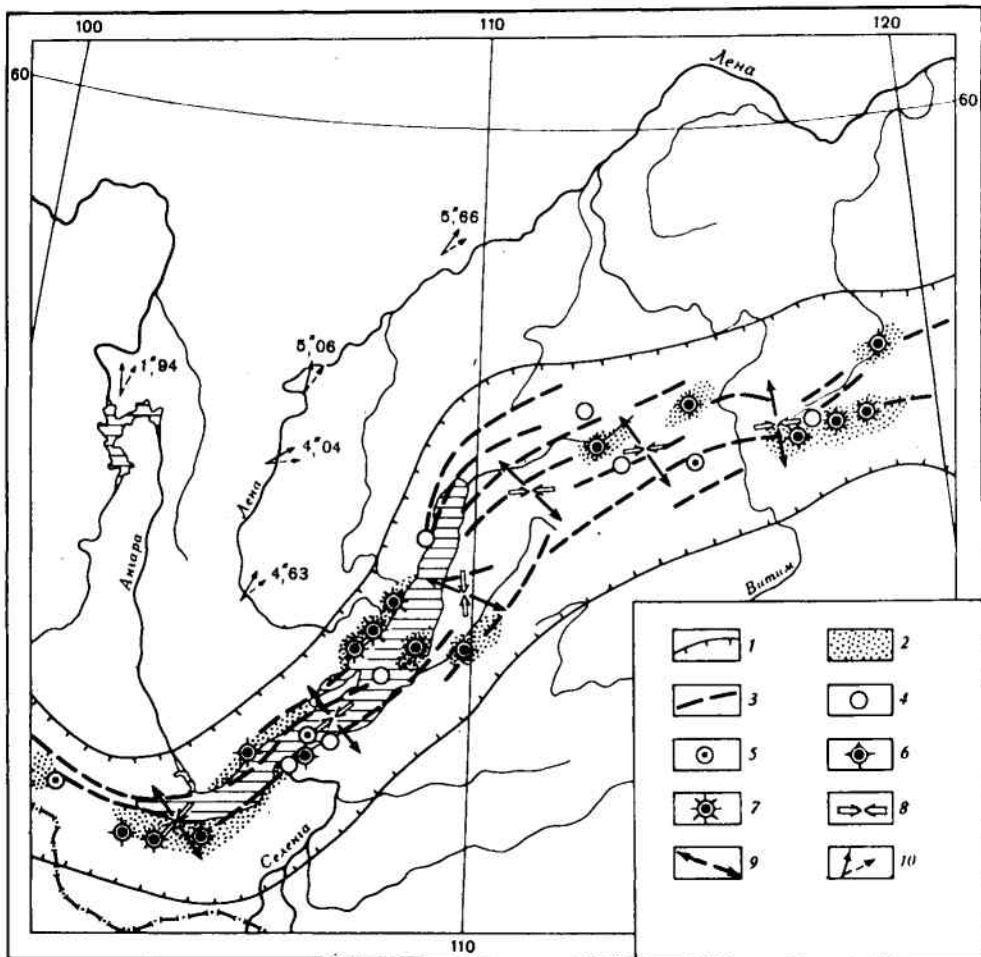
Геологические материалы, полученные на побережьях и на дне вплоть до абиссальных глубин, свидетельствуют о фазах резкого погружения Байкальской впадины в позднем плиоцене, в среднем и позднем плейстоцене (Проблемы рифтогенеза, 1975). Ориентировочная средняя скорость погружения центральной части котловины в это время достигала 1,5–4,0 мм/год, а Селенгинской впадины – 0,01–0,3 мм/год. Горные хребты за пределами продольных краевых сбросов Байкальской впадины имеют явные признаки поднятия в четвертичное время.

Новейшее раздвижение Байкальской впадины и отодвигание к северо-западу прилегающих частей Сибирской платформы на 5–10 км за плиоцен-четвертичное время (со среднерасчетной скоростью 1–5 мм/год) обосновывается смещением озерной ванны к северо-западу, левосторонними поперечными сдвигами и другими геолого-геоморфологическими признаками (Ламакин, 1968).

В.В. Ламакин (1968) приводит геоморфологические и ландшафтные признаки молодых опусканий северо-западного и поднятий (с небольшими участками опусканий) южного, юго-восточного и северного берегов Байкала. Прямым свидетельством погружения участка на западном берегу озера в Малом море является нахождение археологических остатков и даже культурных слоев неолита ниже уровня озера, между тем как на восточном берегу Байкала археологические данные свидетельствуют скорее о его поднятии (Гурулев, 1972). Возможная скорость поднятия берега Большого Ушканьего острова по превышению волноприбойной ниши с археологическими остатками над современным верхним уровнем прибоя может быть оценена величиной 0,7–1,0 мм/год за последние 2 тыс. лет.

Одним из характернейших отличительных признаков Байкальской рифтовой зоны является большое распространение и частота быстрых сейсмотектонических движений и дислокаций (Материалы..., 1891; Солоненко и др., 1969; Солоненко, 1962, 1970, 1973а,б). В наилучше изученной сейсмоактивной части Байкальской рифтовой системы В.П. Солоненко определяет среднюю расчетную частоту землетрясений за 1 тыс. лет примерно следующими цифрами (один раз в промежуток времени в годах без нормирования по площади): VIII баллов – 2, IX баллов – 5, X баллов – 15, XI баллов – 40, XII баллов – 166<sup>1</sup>. Средние за то же время площади,

<sup>1</sup> Оценка частоты землетрясений представляется завышенной. – *Прим. ред.*



Р и с. 54. Элементы современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне (Солоненко и др., 1969; Есиков, Панкрушин, 1969)

1–3 — элементы тектоники: 1 — граница области возможных деформаций земной коры при землетрясениях с  $M \geq 6$  (Байкальский свод), 2 — участки, испытывавшие движения земной коры при катастрофических землетрясениях в последние тысячи лет, 3 — крупные разломы, активные в неоген-четвертичное время; 4–7 — эпицентры сильных землетрясений, известных по инструментальным и историческим данным (4–5) и определяемых по сейсмодислокациям (6–7): 4 — VIII баллов ( $M = 5,5 \div 6,5$ ), 5 — IX — баллов ( $M = 6,5 \div 7$ ), 6 — X баллов ( $M = 7 \div 7,7$ ), 7 — XI–XII баллов ( $M > 7,7$ ); 8–9 — направления главных осей напряжений в очагах землетрясений: 8 — ось сжатия, 9 — ось растяжения; 10 — изменение астрономических азимутов линий в нескольких пунктах Западного Прибайкалья за период между съемками 1940–1942 и 1956 гг.

вовлеченные в сеймотектонические движения, оцениваются (в тыс. км<sup>2</sup>) при землетрясениях VIII баллов — 127, IX — 422, X баллов — 428, XI — 600. Хотя эти величины, вероятно, завышены, сеймотектонические движения в голоцене и в настоящее время несомненно имеют огромное значение в тектоническом развитии земной коры региона (рис. 54), о чем свидетельствуют также размеры сеймотектонических дислокаций при землетрясениях региона (см. табл. 10).

Очень важно, что смещения при известных землетрясениях имеют преимущественно сбросовый характер, а на северо-востоке — и взбросодвиговый, что вполне согласуется с определением смещений в очагах землетрясений, установлением субгоризонтальных максимальных растягивающих напряжений поперек рифтовой зоны (см. рис. 54), геологическими и геодезическими данными о погружении центральной впадины на фоне общего воздымания свода. Отражением, вероятно частично косвенным, тектонических погружений участков Байкальской впадины в связи

с землетрясениями служат внезапные опускания участков Селенгинской дельты во второй половине голоцена на 12–15 м и во время землетрясения 1862 г. на 4–8 м (Солоненко и др., 1969; Гурулев, 1972). Однако в целом считается, что активность сейсмогенных структур в позднем плейстоцене и голоцене на юго-западе рифтовой зоны существенно снизилась, между тем как на востоке и северо-востоке продолжала и продолжает оставаться высокой (Солоненко и др., 1969; Байкальский рифт, 1975). Это проявляется в молодости (поздний плейстоцен-голоцен) новообразованных впадин в привершинных частях сводово-глыбовых поднятий второго порядка и в большом количестве сеймотектонических подвижек послеледникового времени в Витимо-Олекминском секторе рифтовой зоны, где за последнее тысячелетие насчитывают не менее 22 землетрясений интенсивностью IX баллов и более.

По южной части Байкальской рифтовой зоны к настоящему времени накопился значительный геодезический материал для оценки характера и величин современных вертикальных движений по Транссибирской железнодорожной магистрали и коротким специальным линиям Байкальского полигона (Ламакин, 1968; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Колмогоров, Колмогорова, 1971; Байкальский рифт, 1975; Методические вопросы..., 1975).

Повторные нивелирования вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали в 1937–1943 и 1965 гг. установили последовательное воздымание южной части Байкальского сводового поднятия относительно Сибирской платформы. Присводная часть (западнее г. Иркутск) поднимается относительно платформы со скоростью 4,5–5,0 мм/год (окрестности г. Нижнеудинск) или  $7,0 \pm 2,35$  мм/год (относительно г. Красноярск). На протяжении 400–500 км средний градиент здесь составляет  $1 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>. По измерениям на более коротких отрезках по двум субширотным профилям Предбайкалья, в 1942–1965 и 1968–1972 гг. свод Байкальской антиклинали поднимается со скоростью 2,5–3,0 мм/год. По этим же профилям в их восточных частях намечается относительное опускание собственно Байкальской впадины. На восточном крыле свода, с более дифференцированной складчато-блоковой структурой, по Транссибирской магистрали и субширотному Кударинскому профилю через Селенгинскую дельту также отмечается уменьшение величины скорости от пункта несколько западнее г. Улан-Удэ в сторону Байкальской впадины. Относительное опускание внутренней части Селенгинской дельты определяется величиной 3 мм/год (Методические вопросы..., 1975), но из-за краткости периода измерений в западной части профиля 1968–1974 гг. и колебательного характера движений приведенная величина не может считаться долговременной средней. К тому же погружение поверхности Селенгинской дельты может быть обусловлено не столько тектоническим погружением самой Байкальской впадины (для участка Селенгинской дельты такое погружение в среднем за поздний плиоцен-плейстоцен не превышало 0,3 мм/год), сколько уплотнением водонасыщенных и рыхлых дельтовых отложений и их сползанием к оси Байкальской впадины. В общем же можно констатировать прямое соотношение распределения современных медленных движений с рельефом и новейшей структурой южной части рифтовой зоны.

При использовании результатов повторного нивелирования с короткими интервалами повторения и уровнемерных данных получается картина знакопеременных движений. В.В. Ламакин говорит о микропульсациях земной коры, при которых через 8–9 лет происходит смена знака движений, а амплитуда волн составляет 3–4 см; объяснение он находит во влиянии лунно-солнечных приливов в твердой Земле. Однако на Кударинском профиле ежегодного (с 1968 по 1974 г.) нивелирования одни репера меняли знак ежегодно, другие – через несколько лет, третьи обладали устойчивой тенденцией смещений (Методические вопросы..., 1975). Подобное явление обнаруживается и в записях уровнемерных постов на берегах Байкала, приведенных тем же автором. По-видимому, это является отражением совокупного и накладывающегося влияния нескольких факторов, в том числе и гидрометеорологических. Не претендуя на решение этого сложного вопроса, обратим внимание на возможность в ряде случаев связи смены знака и интенсивности движений с сильными землетрясениями.

На участке Транссибирской магистрали, где она огибала (до переноса в связи с подъемом уровня озера) южные берега Байкала, по нивелировкам 1906–1928 гг. западный берег озера поднимался относительно области верхнего течения р. Ангары со среднерасчетной скоростью до 10 мм/год, а юго-восточный опускался почти с такой же скоростью (Ламакин, 1968). Но в течение 1928–1937 гг. северо-западное побережье испытывало слабое опускание 1–2 мм/год, а юго-восточное оставалось стабильным или незначительно поднималось (1–2 мм/год). Восточнее, в пределах Западно-Забайкальской глыбово-волновой зоны, также отмечается смена знака и уменьшение интенсивности движений в период 1937–1965 гг. по сравнению с 1906–1937 гг. (Байкальский геодинамический полигон, 1970). Наибольшие градиенты скорости ( $5 \cdot 10^{-7}$ – $1 \cdot 10^{-6}$  год<sup>-1</sup>) тяготеют к краевым разломам Байкальской впадины, так что пространственная связь смены знака движений с разломами не должна вызывать сомнений. Весьма активные и контрастные движения южной оконечности Байкала и Западного Забайкалья между 1906 и 1928 гг. трудно ставить в зависимость от местных землетрясений интенсивностью VI и VII баллов у северо-западного берега озера в 1909 и 1912 гг. Но очень вероятно их проявление в качестве последствия двух сильнейших землетрясений Монголии в июле 1905 г. интенсивностью XI или даже XII баллов ( $M = 8,4$  и  $M = 8,7$ ). Хотя юго-западная оконечность Байкала располагается в 400–500 км к северо-востоку от эпицентров, но при длине вызванных этими землетрясениями разрывов до 300 км и площади, захваченной землетрясениями, около 4 млн. км<sup>2</sup>, нет ничего удивительного в реакции земной коры Байкала и Забайкалья на эти землетрясения. С этим согласуется и факт изменения в 1908–1912 гг. уровня Торейских озер в связи с опусканием местности тысячу километрами восточнее эпицентральной зоны, которое предположительно связывают с теми же землетрясениями (Маринов, 1973).

До сих пор не известны признаки горизонтальной составляющей движений голоценового и настоящего времени в самой Байкальской впадине. Но на западном склоне Байкальского свода при астрономических определениях азимутов в 1940–1942 и 1965 гг. было обнаружено закономерное изменение азимутов далеко за пределами ошибок. Возможное влияние изменения полюса было исключено. Это позволило сделать вывод о вращении региона к западу (Есиков, Панкрушин, 1969; Байкальский геодинамический полигон, 1970). Среднерасчетная скорость вращения составляет от 0,08″ год<sup>-1</sup> на западе, в районе г. Братск, до 0,2″ год<sup>-1</sup> в долине р. Лена, т.е. ближе к оси Байкальского рифта. Однако такая скорость не могла сохраняться в течение миллионов лет, так как при ее распространении на новейшее время получаются нерелевантные результаты. Измеренные смещения скорее отражают быстрые движения земной коры региона во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г.,  $M = 8,6$ , при котором левосторонние подвижки в плейстоценовой области достигали 9 м. Это предположение становится более основательным в свете данных о ротационных смещениях более чем на 3″ при сильных ( $M \geq 7$ ) землетрясениях в Японии (Harada, 1967). Современное западное вращение Прибайкалья по астрономическим данным согласуется, с одной стороны, с геологическими данными о новейшем его вращении (Ламакин, 1968), а с другой – с направлением осей главных растягивающих напряжений по определениям механизма очагов сильных байкальских землетрясений (см. рис. 54).

Вращение западного края рифта против часовой стрелки логично связывать с продолжающимся расширением Байкальского рифта. Запланированные повторные триангуляционно-трилатерационные измерения через Байкальскую и Баргузинскую впадины (Методические вопросы..., 1975) должны дать материал для суждения о горизонтальной составляющей движений между бортами Байкальского рифта.

Другая крупнейшая континентальная рифтовая система – Восточно-Африканская также несет отчетливые следы новейшего и четвертичного относительного погружения центральных рифтовых долин в восточной присводовой и в западной внесводовой (щелевой) ветвях системы (Белоусов и др., 1974). Относительные перемещения бортов и дна за новейшее время оцениваются в западной ветви величиной около 9 км, а в восточной – 4,5 км. Смещения четвертичного времени местами составляют 600 и 1000 м. Новейшее растяжение Кенийской (восточной)

рифтовой зоны минимум на 5 км, рассчитанное по наклону сместителей ограничивающих разломов, дает возможность оценить среднерасчетную скорость раздвижения минимум в 0,1–1,0 мм/год. Для вертикальных движений здесь такие скорости являются максимальными. Характерны смещения по разломам средне- и даже позднеплейстоценового возраста на величину соответственно первых сотен и нескольких десятков метров (Живая тектоника, 1957; Система рифтов Земли, 1970; Белоусов и др., 1974). Местами отмечены структурные уступы высотой в метры и первые десятки метров в верхнеплейстоценовых пеплах и туфах.

Современные смещения на поверхности здесь не изучены. Имеются указания на возникновение зоны трещин протяжением до 50 км в западной ветви системы рифтов при землетрясении 20 марта 1966 г. с  $M = 7$  (Солоненко, 1970). В очагах коровых землетрясений оси растягивающих напряжений ориентированы перпендикулярно простиранию рифтов.

В Эфиопском рифте северо-восточного простирания продолжающееся расширение фиксируется как возникновением новых трещин на глазах местных жителей, так и дальномерными наблюдениями (Mohr et al., 1975). Согласно последним, в 1969–1973 гг. поперечное расширение и правостороннее смещение рифтовой долины на профилях 7–14 км длиной происходили со скоростью порядка 10 мм/год, хотя не были постоянными во времени и не на всех профилях можно говорить о чисто тектоническом характере явления. Залечивание трещин вулканическими продуктами снизу и заполнение отложениями сверху можно рассматривать как свидетельство необратимости процесса расширения.

**Рейнская рифтовая зона** — основная поперечная структура в Европе — состоит из системы отдельных грабенов северо-северо-восточного (Ронский, Верхнерейнский) и северо-северо-западного (Нижнерейнский) простираний. Заложены в эоценовое и миоценовое время, они развивались в плиоцене и в четвертичное время на фоне слабовыраженного сводового поднятия (Живая тектоника, 1957; Проблемы современных движений..., 1969; Система рифтов Земли, 1970). Общее боковое растяжение верхней части коры с начала возникновения Верхнерейнского грабена оценивается в 4,8 км (Illies, 1972), что дает среднерасчетную скорость примерно 0,1 мм/год; близкая величина получается и для среднерасчетной скорости вертикальных движений плеч грабена относительно его дна. Амплитуды смещений по ограничивающим сбросам за четвертичное время измеряются десятками метров, возможно до 100 м; среднерасчетная скорость погружения, судя по мощности четвертичных осадков, составляла десятые доли миллиметра в год, максимум 1,0 мм/год, речные и озерные межледниковые слои местами сброшены на несколько десятков метров, наклонены на несколько градусов (до  $15^\circ$ ).

Продольные и косые сдвиги измеряются всего несколькими метрами, редко — большими величинами. Сведения о голоценовых движениях единичны. Отмечены, например, нарушения в низкой террасе и в вюрмских лёссах в пределах Нижнерейнского грабена (Живая тектоника, 1957). Но инструментальная изученность современных медленных движений здесь, пожалуй, наиболее высокая среди других рифтовых систем.

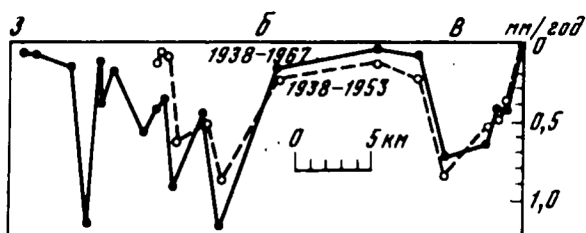
Для южного участка Верхнерейнского грабена по результатам высокоточного нивелирования 1922–1939 и 1952–1967 гг. с 1200 общими марками на линиях протяженностью 1200 км составлена карта современных движений в среднем за 30-летний интервал между измерениями (Mältzer, 1969; Das Unternehmen Erdmantel, 1972). Несмотря на некоторый разброс в распределении знака и величин движений, карта отражает следующие общие явления. На восточном крыле грабена движения наименее дифференцированы и имеют незначительную величину (0,2–0,5 мм/год), т.е. того же порядка, что и возможные ошибки. В пределах самого грабена движения неравномерны и отмечаются поперечные поднятия (до 0,4 мм/год) при общем преобладании опусканий 0,6–0,8 мм/год, т.е. 0,1–0,6 мм/год относительно восточного борта. Если отвлечься от местных "перемычек", можно уловить общий наклон днища грабена к югу на величину  $1'' \cdot 10^{-3} \text{ год}^{-1}$ . Во многих случаях изолинии движений пересекают борта



грабена; непосредственные смещения вдоль краевых разломов отмечены в нескольких местах: севернее г. Фрейбург — 0,65 мм/год на поверхности и 0,24 мм/год в туннеле, пересекающем внешние зоны разрывов грабена; в области Тюниберг, где отмечены наибольшие движения — до 1,7 мм/год. Поскольку в этих местах получают те же направленность и порядок величин скорости современных движений, если использовать менее точные данные первой нивелировки 1881 г., то можно говорить о постоянстве скорости на некоторых участках в течение почти столетия.

Но в других местах и величина, и, возможно, направленность движений менялись в более короткие промежутки времени. Так, в Верхнерейнском грабене нивелирования 1929–1939 и 1959–1964 и 1970–1972 гг. и в Гессенской впадине на его северо-восточном продолжении нивелирования 1938, 1953–1957 и 1965–1968 гг. показывают некоторое изменение скорости в разные периоды (Das Unternehmen Erdmantel, 1972; Mältzer, Schlemmer, 1975). Погружение дна грабена относительно бортов проявляется вполне отчетливо (рис. 55), причем в центральной и северной частях погружение прибортовых блоков происходит значительно быстрее (0,5–0,8 мм/год), чем центрального блока (0,1–0,3 мм/год), а на юге наоборот.

Р и с. 55. Современное опускание в северной части Верхнерейнского грабена по профилю у г. Гессен (Das Unternehmen Erdmantel, 1972)



Повторные нивелирования в области Нижнерейнского грабена с интервалами 19 и 31 год также обнаружили хорошее согласие движений с геологической структурой и демонстрируют относительное погружение самого грабена со скоростью 0,2–0,3 мм/год близ северо-восточного борта, 0,5–1,0 мм/год в центре и до 2–2,7 мм/год у юго-западного борта (Живая тектоника, 1957). Последние величины, несомненно, не могут считаться средними долговременными.

Рисунок изобраз современных движений в юго-западной Фенноскандии (см. рис. 6,б) вполне допускает относительное отставание на доли миллиметра в год в поднятии района грабена Осло, который считается северным окончанием системы Рейнских грабенов.

По фокальному механизму землетрясений и непосредственным измерениям горного давления в шахтах Центральной Европы недавно установлено действие главных нормальных сжимающих напряжений в северо-запад–юго-восточном и растягивающих в юго-запад–северо-восточном направлениях (Das Unternehmen Erdmantel, 1972; Ahorner, 1975). Соответственно в Верхнерейнском грабене север-северо-восточного простирания происходят сеймотектонические подвижки левостороннего характера, а в направленном к северо-западу Нижнерейнском грабене перпендикулярные к нему нормальные растягивающие усилия вызывают при землетрясениях близвертикальные подвижки по продольным разломам и сдвиговые по кососекущим.

Ряд землетрясений в пределах Верхнерейнского грабена, в отличие от более восточной области, сопровождался вертикальными подвижками, но больше землетрясений со сдвиговыми смещениями (левосторонними — по продольным по отношению к грабену плоскостям и правосторонними — по перпендикулярным). В Нижнерейнском грабене соотношение сбросовых и сдвиговых подвижек при землетрясениях около единицы.

Расчет средней скорости сейсмического течения пород путем определения сейсмического момента землетрясений дал величину сдвиговых смещений 0,05 мм/год в Верхнерейнском грабене (за 1700–1969 гг.) и 0,23 мм/год в Нижнерейнском гра-

бене (за 1750–1969 гг.) при геодезической оценке скорости движений соответственно 0,2–0,7 и 1,0 мм/год (Ahorner, 1975). Отсюда следует, что в настоящее время за счет землетрясений происходит не более 1/5–1/10 суммарных горизонтальных смещений: горизонтальные движения в структурах северо-западного простираения более активны по сравнению со структурами северо-восточного. С последним согласуется субмеридиональное растяжение и левостороннее сдвигание в ориентированном с северо-запада на юго-восток грабене Эльбы в ГДР, установленное по сравнению триангуляций 1870–1910 (средняя эпоха 1890) и 1963 гг. и обнаружения открытых трещин до 50 см шириной вдоль зон разломов (Проблемы современных движений, 1969).

Значительный материал по молодым и современным горизонтальным и вертикальным движениям накоплен для **рифтовой зоны Исландии**. Образование центрального грабена Исландии шириной около 40 км, простирающегося через остров с юго-запада на северо-восток и затем с юга на север и имеющего глубину около 1 км, относят к концу плиоцена–плейстоцену на основании палеомагнитных оценок разорванных разломами платобазальтов (Система рифтов Земли, 1970). Получаемая при этом среднерасчетная скорость опускания центрального грабена составляет 0,3–1,0 мм/год. Более новые данные бурения свидетельствуют о залежании континентальных вулканических и невулканических пород плиоцен-четвертичного возраста на глубине до 1,5 км ниже уровня моря в Юго-Западной Исландии, что подтверждает погружение в это время со средней скоростью  $\geq 0,5$  мм/год (Tryggvason, 1974). Вне осевой зоны поднятие коры оценивается в 1,3 км, т. е. со среднерасчетной скоростью 0,13 мм/год за 10 млн. лет (Schäfer, 1975).

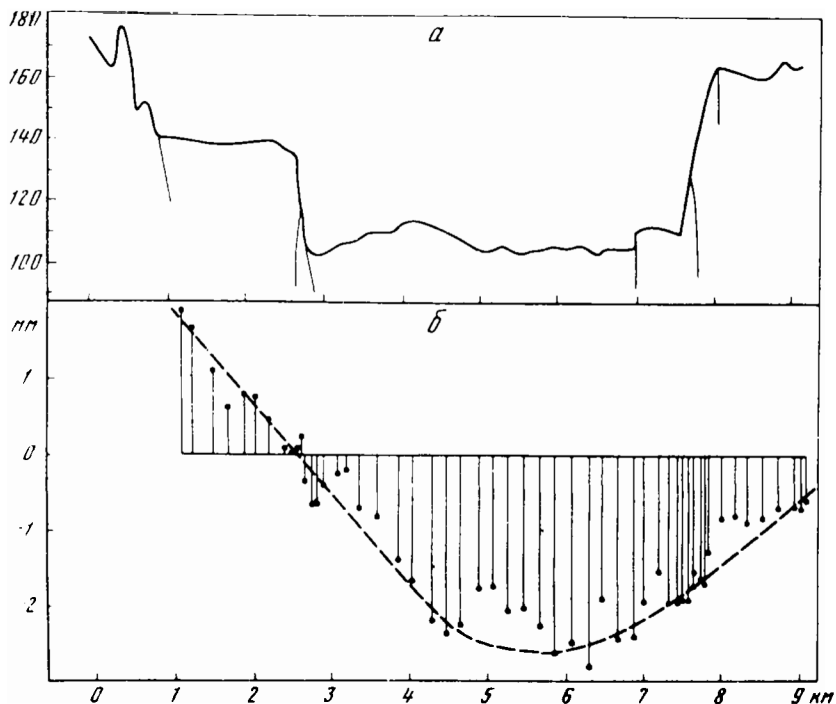
Ко второй половине плейстоцена – к голоцену можно отнести возникновение в центральной зоне узких грабенов, ограниченных крупными сбросами со смещениями в первые десятки метров. Показателем молодых движений являются отличные от первичных, в том числе противоположные течению лав, наклоны лавовых потоков, возраст которых находится в пределах 12–2 тыс. лет.

После гляциоизостатического воздымания в начале голоцена Исландия вновь испытывает погружение. Современное постепенное погружение центрального грабена относительно флангов по данным повторных геодезических измерений на отдельных участках оценивается в 5–10 мм/год. Доля сеймотектонических подвижек в дифференцированных движениях по разломам не установлена, но их существование подтверждается фактом резкого опускания примерно на 65 см лавовой равнины в грабене Тингвеллир на юго-западе острова во время землетрясения 1789 г. (Система рифтов Земли, 1970).

Повторные нивелирования на отдельных коротких профилях в пределах активных зон и отдельных разломов показали (Проблемы современных движений... 1969; Das Unternehmen Erdmantel, 1972; Gerke, 1974; Tryggvason, 1974) существенные вертикальные перемещения. Например, на северо-востоке в зоне разрывов в период 1938–1965–1967 гг. отдельные пункты смещались со скоростью до 5–10 мм/год, на юго-западе в молодых грабенах в 1966–1969 гг. опускания происходили со скоростью только 1–3 мм/год.

Ежегодные повторные нивелирования на профилях длиной в несколько километров поперек узких наиболее активных зон трещинообразования на юго-западе и севере Исландии показали (Tryggvason, 1974), что лишь некоторые из видимых на поверхности разрывов постоянно активны в течение нескольких лет и имеют одинаковое направление и скорость смещения крыльев; большинство разрывов не активны в период измерений, имеют неравномерную скорость смещений или даже характеризуются сменой знака смещения от года к году, создавая как бы частые клавишные движения со скоростью в пределах 1–2 мм/год. Тем не менее за 1966–1971 гг. на кривых суммарных движений отчетливо видно общее погружение отрицательных структур со скоростью 0,8–1,5 мм/год (рис. 56), хотя имеются примеры и обратного по сравнению с определенным геологически знаком смещения.

Все это можно истолковать как проявление знакопеременного характера вертикальных смещений по отдельным разрывам в пределах зон активного трещинооб-



Р и с. 56. Наиболее характерный разрез и профиль современных движений через осевую часть активной рифтовой зоны Исландии в пределах гребня Тингваллир (Tryggvason, 1974)

а — профиль поверхности и разломы; б — изменение высоты поверхности за время между нивелированиями 1966 и 1971 гг.

разования, что, впрочем, не отрицает наличия общего погружения самой центральной зоны Исландии относительно флангов.

Определение величины расширения верхней части земной коры в Исландии опирается на характерную особенность современных активных вулканических зон района, заключающуюся в наличии здесь многочисленных продольных даек, поздние и послеледниковых разломов и открытых трещин растяжения длиной в сотни метров—километры, шириной в десятки сантиметров и даже метров. Специальные исследования даек и трещин в вулканических толщах в отношении их толщины, возраста и относительного объема позволили оценить скорость растяжения приповерхностных частей земной коры величиной 3–6 мм/год для последних примерно 5 тыс. лет (Walker, 1965). Не исключено, что эта величина является минимальной, а фактическая превышает ее вдвое (Система рифтов Земли, 1970).

В наиболее отчетливо выраженном и изученном гребне Тингвеллир расширение за 90 тыс. лет составляет примерно 70 м (около 8 мм/год) и вполне соизмеримо с величиной его погружения (Tryggvason, 1968). Аналогичная скорость расширения получена для последних 9 тыс. лет по общей ширине открытых трещин (75 м) в гребне Тингвеллир, скорость опускания дна гребена за 9 и 2 тыс. лет составляет такую же величину (Schäfer, 1975).

Однако изучение современных горизонтальных движений геодезическими методами дает более сложную картину. Сравнение измерений 1938, 1965 и 1967 гг. в тектонически активных зонах северо-восточной Исландии (Гьястикки) и измерений 1965 и 1968 гг. в центральной части острова (Миватн) по поперечным профилям длиной 3 и 2,2 км обнаружило сокращение расстояний со скоростью соответственно 15 и 30 мм/год. Одновременные измерения 1965–1969 гг. в пяти трещинах участка Гьястикки с помощью непосредственных регистров расстояний между бортами трещин не обнаружили каких-либо изменений, несмотря на сейсмическую активность в это время у северных берегов и большие вертикальные

перемещения на участке (Das Unternemen Erdmantel, 1972). Неоднократные высокоточные дальномерные измерения 1964–1971 гг. на небольших участках в северо-восточной и южной частях активных зон не обнаружили направленных изменений горизонтальных расстояний за пределами 10 мм/год (Gerke, 1974).

Другая группа исследователей (Decker et al., 1971) измерила в юго-восточной части острова в 1967 и 1970 гг. 17 коротких (в среднем по 2,7 км) перпендикулярных оси рифта линий. Часть линий подверглась расширению в пределах 7–21 мм ( $\pm 8,1$  мм), другая – сжатию на 2–8 ( $\pm 8,1$  мм). Авторы интерпретируют результаты как расширение перпендикулярно рифту, возможно, в связи с извержением вулкана Гекла в середине 1970 г. в 15 км южнее восточного профиля.

В целом имеющиеся материалы допускают предположение о чередовании в короткие промежутки времени поперечного сближения и расширения активных зон Исландии (в связи с извержениями и землетрясениями?) на фоне общего расширения в голоцене (и в более раннее время) со скоростью порядка 3–8 мм/год. Относительное погружение центральной активной зоны и частных грабен внутри нее, по-видимому, более устойчиво во времени и характеризуется величинами порядка 5–10 мм/год.

Иными словами, скорости вертикальных и горизонтальных движений здесь, по-видимому, соизмеримы.

Уместно также отметить результаты подводных геологических работ на дне Атлантического океана в рифтовой впадине Срединно-Атлантического хребта на широте  $36^{\circ}42' - 36^{\circ}55'$  с.ш. (проект FAMOUS). Внутреннее дно рифтовой долины на глубине 2,5–3,1 км при ширине 0,5–2,5 км имеет возраст около 120 тыс. лет (оценка сделана по скорости роста марганцевых конкреций). Возраст коры на расстоянии 4–6 км от оси рифта составляет от 130 до 482 тыс. лет (Needham, Francheteau, 1974; Nekinen, Hoffert, 1975). Получаемые отсюда скорости расширения рифта находятся в пределах 0,4–2,8 и 1,25–3,1 см/год, что близко к величинам скорости раздвигания дна Атлантического океана по возрасту полосовых магнитных аномалий в последние 0,7 млн. лет (2,2 см/год) на том же участке (Needham, Francheteau, 1974) и в последние миллионы лет (1,0–2,25 см/год) в других частях Срединно-Атлантического хребта (Le Pichon et al., 1973; Новая глобальная тектоника, 1974). Более поздние подводные наблюдения на этом же участке (Ballard et al., 1975) обнаружили целую систему свежих продольных трещин, секущих наиболее тонкие молодые экстрезии в осевой части рифтовой долины. Длина трещин – по 50–100 м, ширина – от нескольких сантиметров до 1 м, глубина – до 10 м. Это свидетельствует о растяжении поперек оси долины не менее чем на несколько метров, по-видимому, за последние тысячи лет, т.е. со скоростью не менее нескольких миллиметров в год только в узкой 800-метровой осевой зоне рифтовой долины.

**Рифт Красного моря** хорошо изучен геологически и геофизически, но геодетические материалы о современных движениях в его пределах пока отсутствуют. Активное погружение центральных грабен в течение четвертичного периода не вызывает сомнения у геологов (Система рифтов Земли, 1970). На основании более 40 урано-ториевых датировок поднятых над современным уровнем моря коралловых рифов скорость поднятия различных участков берега Красного моря и Аденского залива оценивается величинами 0,1–0,5 (возможно 1) мм/год (Fauge, 1975) в среднем за последние 60–200 тыс. лет и порядка 1 мм/год за последние 5 тыс. лет. Современное опускание берега Аденского залива у г. Аден по равномерным данным за 1937–1967 гг. измеряется величиной 2,7 мм/год (с учетом эвстатического повышения уровня моря). Скорость погружения дна Красного моря относительно Эфиопского плато в новейшее время составляла в среднем 0,3 мм/год (Fauge, 1975), а скорость расширения рифта в последние миллионы лет по палеомагнитным данным составляет 1–2 см/год (Новая глобальная тектоника, 1974). Если считать достоверным вращение египетских пирамид к востоку вместе с Африканской платформой (см. стр. 99), то это можно расценивать с точки зрения представлений о раздвижении рифта Красного моря, считая интенсивность наибольшей в северной его части. Подтверждение движения Аравийской плиты к северу можно видеть в дан-

Таблица 16

Ориентировочные среднерасчетные величины скорости движений (мм/год) в рифтовых зонах Земли (по материалам книг: Живая тектоника, 1957; Ламакин, 1968; Проблемы современных движений, 1969; Система рифтов Земли, 1970; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Das Untermem Erdmantel, 1972; Recent crustal movements, 1975; Проблемы рифтогенеза, 1975 и др.)

Время проявления движений	Континентальные рифтовые системы						Океанические рифты					
	Байкальская		Восточно-Африканская		Рейнская		Исландия		Красное море		Хр. Гаккеля – шельф моря Лаптевых	
	г	в	г	в	г	в	г	в	г	в	г	в
Новейший этап, 25–30 млн. лет		0,13	≥0,1–1		0,1	0,1	≥ 2			0,3		
Плиоцен-четвертичный период, 10–5–2 млн. лет	1–5	1,5–4		0,1–1		0,1–1	≥ 16	0,3–1	10–15***			7*
Поздний плейстоцен-голоцен, 20–5 тыс. лет		0,2–2		1–3			3–8	3–8				
Современные медленные движения, годы – десятилетия		2–3	10			0,1–1		5–10		2–3		2–6
Современные подвижки при землетрясениях, м	1,2	6–12						0,6		0,3		

\*г – горизонтальная составляющая скорости движения бортов рифта вкrest его простираня;

\*\*в – вертикальная составляющая скорости движения дна относительно бортов;

\*\*\* Скорость раскрытия океанических рифтов по палеомагнитным данным.

ных о левостороннем смещении вдоль рифта Мертвого моря со скоростью 7,5 мм/год в последние ~20 тыс. лет (Zak, Freund, 1966).

Современное расширение на юге рифта фиксируется наличием открытых продольных субмеридиональных трещин шириной от 0,1 до нескольких метров в молодых лавах центральной впадины депрессии Афар. Результаты геодезических измерений ожидаются через несколько лет (Faure, 1975).

**Грабены Леванта и Мертвого моря**, как считается, ограничены краевыми разломами плиоценового и плейстоценового возраста. Известны небольшие косые сбросовые и сбрососдвиговые смещения, которые секут даже верхнеплейстоценовые отложения и конусы выноса (Система рифтов Земли, 1970). Тип разрывов свидетельствует об их возникновении в обстановке общего растяжения и сдвига. Из сейсмотектонических смещений известен пример опускания во время землетрясения 31 г. до н.э. вдоль ограничивающего грабен с запада разлома близ северных берегов Мертвого моря (Живая тектоника, 1957). Лестница монастыря, построенного 2 тыс. лет назад, оказалась рассеченной разрывом при землетрясении, так что восточная ее часть (т.е. днище грабена) опущена примерно на 30 см.

Повторные нивелирования 1959–1966 и 1962–1969 гг. в окрестностях рифта Мертвого моря (Karcz, Kafri, 1973, 1975) позволили установить следующие признаки: общий наклон в эти годы от берега Средиземного моря к востоку в сторону рифта (при общем наклоне поверхности к западу) без прямой связи с рельефом и тектоническими структурами; блоковый характер движений с относительной скоростью 1–4 мм/год, большей частью с обратным знаком по сравнению с геологически определяемыми смещениями; резкое опускание со скоростью до 10 мм/год субмеридионального блока у юго-западного конца Мертвого моря; неравномерный характер движений вдоль западного борта рифтовой долины.

Вполне вероятно предположение о знакопеременном в пределах десятилетий характере движений вдоль многих разломов региона, так что многолетние средние скорости движений, вероятно, будут находиться в пределах долей миллиметра в год.

Несмотря на то, что ни одна из линий повторного нивелирования не пересекает рифт, имеющиеся материалы измерений можно считать согласующимися с геологическими признаками опускания рифтовой долины Мертвого моря.

Наконец обратим внимание на материковую оконечность **рифтовой впадины хр. Гаккеля** в пределах шельфа и побережья моря Лаптевых. Сам океанический рифт оканчивается не доходя до шельфа, но эмбриональная зона растяжения по ряду геологических, геоморфологических и геофизических признаков пересекает шельф, выходя на сушу восточнее дельты р. Лена (Грачев, 1973). Интересно, что почти в этом же месте, несколько западнее, на фоне общего воздымания арктического побережья находится узкий участок погружения. Погружение происходит со скоростью около 2 мм/год, но резко ограничено зонами поднятия, особенно на востоке, так что разница скорости движений достигает 6–8 мм/год. Характерно, что в поднятие втянута восточная часть дельты р. Лена, между тем как обычно поверхности дельт испытывают погружение. Представляется резонным в данном случае связывать узкий погружающийся блок с активной в настоящее время частью эмбриональной рифтовой зоны.

Представленный материал, обобщенный в табл. 16 и на рис. 57, приводит к следующим заключениям.

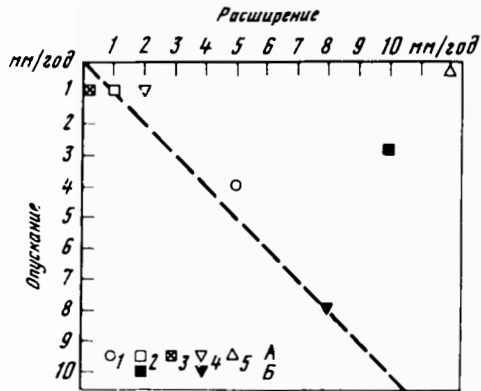
1. В течение позднего плейстоцена, голоцена и в настоящее время продолжается унаследованное развитие рифтовых зон в соответствии с новейшими структурами каждой из них. *Общей чертой* развития рифтовых зон в рассматриваемое время, как и в течение новейшего этапа, является абсолютное (Исландия, Аденский залив, море Лаптевых) или относительно бортов *погружение центральных рифтовых впадин и расширение вкрась их простираания* в соответствии с простираанием осей главных нормальных напряжений в земной коре рифтовых зон.

2. В немногих известных случаях *величины скорости вертикальных и горизонтальных (поперек зон) составляющих движений оказываются соизмеримыми или горизонтальные преобладают* (максимально на порядок, см. рис. 57). Средне-

Р и с. 57. Соотношение максимальных значений вертикальных и горизонтальных (поперечных) составляющих движений в рифтовых зонах Земли, мм/год

1-3 — континентальные рифты: 1 — Байкальский, 2 — Восточно-Африканский, 3 — Рейнский; 4-5 — океанические: 4 — Исландия, 5 — Красное море

А — в среднем за миллионы — первые десятки миллионов лет; Б — в среднем за годы — десятилетия и тысячелетия — первые десятки тысяч лет



расчетные скорости вертикальных и горизонтальных движений за весь период новейшего развития рифтов находятся в пределах долей — первых миллиметров в год. В позднем плейстоцене-голоцене и в настоящее время преобладающие скорости составляют миллиметры в год, до 1-2 см/год. По-видимому, надо говорить о более интенсивном протекании процесса рифтогенеза в плейстоцене и в настоящее время в целом по сравнению с периодом до конца плиоцена. Это, однако, не означает признания равномерного протекания или последовательного ускорения рифтогенеза в течение плиоцен-четвертичного периода. Наоборот, материалы по Восточно-Африканской, Байкальской, Рейнской и Красноморской рифтовым системам свидетельствуют об активизации рифтогенеза в позднем плиоцене, среднем и, возможно, позднем плейстоцене.

3. Современные движения в рифтовых зонах суши как вертикальные, так и горизонтальные (последние в Исландии, Эфиопском рифте) характеризуются знакопеременностью, во всяком случае в пределах лет, на фоне вековых и тем более тысячелетних направленных движений. Обратные по отношению к общим тенденциям движения при сейсмотектонических подвижках не известны. Связь смены знака медленных движений с сейсмическими и вулканическими циклами в рифтовых зонах пока может только предполагаться.

## 2. Движения в областях активной вулканической деятельности

Специальное изучение голоценовых движений в вулканических областях в их сравнении с невулканическими не проводилось. В самом общем виде такое сравнение можно предпринять для лучше изученных приморских областей. Например, внутри области гляциоизостатического поднятия нет различия в максимальной высоте (40-60 м) поздне- и послеледниковых террас в вулканически активной Исландии и невулканических областях Ирландии и Шотландии (Каплин, 1973). Изобазы голоценового гляциоизостатического поднятия Шпицбергена (Семевский, 1967; Schytt et al., 1967; Boulton, Rhodes, 1974) показывают гармоническое сводобразное поднятие без заметных нарушений на участках среднеголоценовых вулканов. Точно так же на дальневосточных побережьях СССР как в вулканических районах (Камчатка, Курильские острова), так и в невулканических (Прихотье, Приморье, Чукотка, Сахалин), голоценовые террасы имеют высоты 1-3-5 и 4-7-9 м (Каплин, 1973, по Чемякову, 1961). С учетом гляциоизостатического повышения уровня моря на 20-30 м за голоцен величина тектонического поднятия побережий дальневосточных морей оценивается в 30-40 м за голоцен.

Среднеголоценовые террасы (4-5,5 тыс. лет назад) на побережьях Австралии и Южного острова Новой Зеландии без признаков вулканизма имеют высоты того же порядка (1,5 и 3 м), что и террасы Северного острова Новой Зеландии с активным вулканизмом (Никифоров, 1975); лишь в местах унаследования тектонических движений голоценовые террасы достигают высоты 10 м, т.е. деформируются с относительной скоростью порядка 0,5 мм/год (Recent... , 1971).

Оценки тектонических поднятий некоторых вулканических районов и аппаратов (горы Мексики, Армянское нагорье) в сотни и даже первые тысячи метров со времени максимума последнего оледенения по каровым аномалиям и соотношению следов древнего и современного оледенений на вулканических горах (Бондарев, 1975), т.е. со средней скоростью в голоцене примерно 1–5 см/год, основаны на недоразумении. В этих случаях, если даже признавать надежность исходных данных о высоте и возрасте, фактически могут оцениваться величина и интенсивность не тектонических вулканических движений земной коры, но только роста высоты вулканических аппаратов за счет накопления вулканического материала или выпирания некков.

Не отмечены также различия в глубине врезания речной сети в течение голоцена в материковых вулканических областях по сравнению с близлежащими невулканическими для Малого Кавказа (Милановский, 1968), которые бы свидетельствовали о повышенной интенсивности голоценовых движений вулканических районов.

Следовательно, нет признаков существенно большей суммарной и средней интенсивности голоценовых тектонических движений вулканически активных областей по сравнению с невулканическими. Средние скорости вертикальных движений в вулканических районах, как и в других частях подвижных поясов, составляют доли миллиметров в год – первые миллиметры в год. Лишь в вулканических областях с проявлением гляциозостази средние скорости могут достигать величин порядка сантиметров в год (в Исландии 9–11 тыс. лет назад до 10 см/год). Для суждения о суммарной активности в голоцене отдельных вулканических аппаратов, т.е. о локальных вулканических движениях, материал отсутствует.

Значительно лучше положение с изучением *современных* движений в пределах вулканических районов и отдельных вулканических аппаратов.

На суммарной карте современных движений Японских островов за 70 лет (Damba, 1971) можно видеть одинаковые величины средней скорости современных движений порядка перых миллиметров в год как в вулканических, так и в невулканических участках островов (рис. 58).

Вместе с тем длительные ряды и большая частота наблюдений при комплексном использовании точных методов фиксации движений (повторные нивелирования, светодальномерные измерения, триангуляции и записи наклонов) – все это позволило констатировать весьма высокую активность движений рассматриваемого типа в ряде вулканически активных районов и участков (Никонов, 1974а).

**Средиземноморский подвижный пояс. Флегрейские поля в Италии.** Во многих сводках по общей геологии и тектонике, начиная с "Основных начал геологии" Ч. Ляйеля (1866) и кончая современными фундаментальными работами (Белоусов, 1954; Горшков, Якушова, 1957, 1973), в качестве примера современных колебательных движений приводятся наблюдения за положением храма Сераписа в заливе Поццуоли на берегу Тирренского моря.

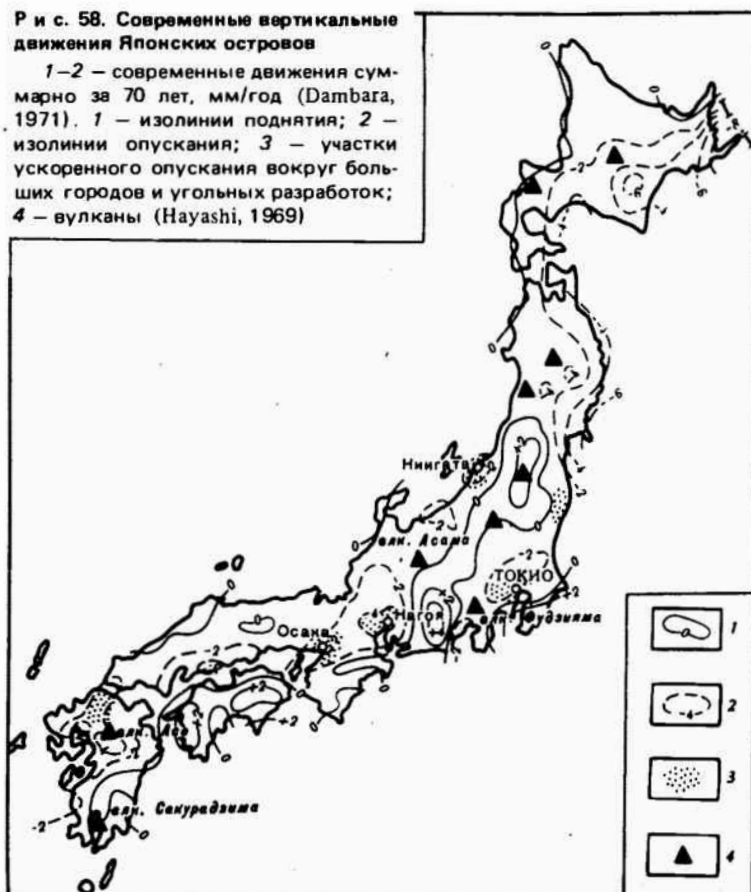
Тирренская котловина к западу от Апеннинского полуострова в тектоническом отношении является одной из наиболее активных в Средиземноморье. На краю ее, в обширной тектонической впадине, расположен Неаполитанский вулканический район, изобилующий следами активных блоковых тектонических движений плиоценового и четвертичного времени. Один из крупных разломов фундамента протягивается через территорию г. Неаполь. Уровнемерные наблюдения 1898–1922 гг. по футштокам на разных крыльях разлома показывают смещение одного блока относительно другого с амплитудой до 6 см, переменной знака и средней за период наблюдений скоростью 0,5 мм/год (Рихтер, 1965). Имеющиеся данные позволяют оценивать скорость региональных тектонических движений величиной 1–10 мм/год за столетия – первые тысячелетия и относительные локальные движения по разломам 0,5 мм/год за десятилетия.

Значительно более активные и неравномерные движения отмечаются в западной части Неаполитанского залива. Флегрейские поля (в переводе "огненные, горячие поля") – вулканический очаг с группой небольших, 0,3–2,0 км в диаметре, кратер-



**Р и с. 58. Современные вертикальные движения Японских островов**

1-2 — современные движения суммарно за 70 лет, мм/год (Dambara, 1971). 1 — изолинии поднятия; 2 — изолинии опускания; 3 — участки ускоренного опускания вокруг больших городов и угольных разработок; 4 — вулканы (Hayashi, 1969)

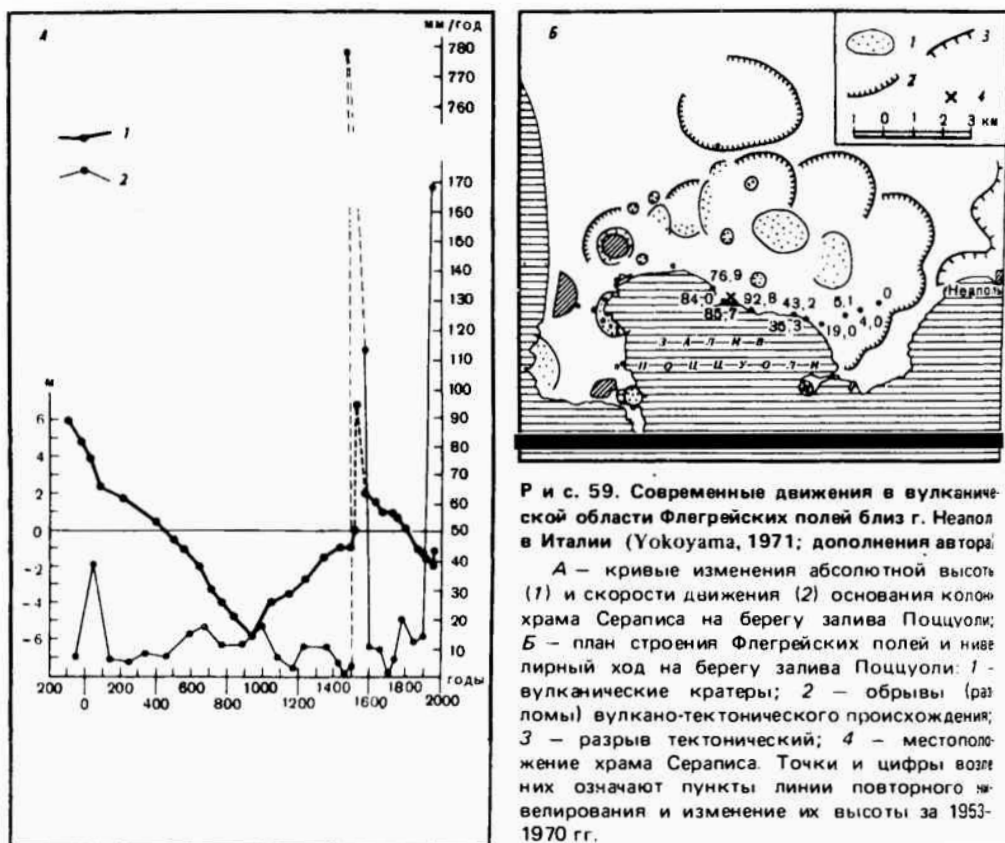


ных конусов, горячих источников, в разной степени измененных взрывами и разрывом. Поля ограничены на суше фстончатыми вулканотектоническими разломами и несут следы молодой активной вулканической деятельности (рис. 59).

Известный храм Сераписа на берегу залива Поццуоли воздвигнут во II в. до н. э. именно на этом весьма активном вулканическом участке, что, к сожалению, обычно не отмечается при описании его колебательных движений относительно уровня моря (Белоусов, 1954), о которых свидетельствуют археологические материалы, исторические документы и геологические данные. График изменения высоты основания храма относительно уровня моря за последние 2200 лет (Parascandola, 1947, приводится по Yokoyma, 1971) показывает (см. рис. 59), что опускание длилось со II в. до н. э. до середины IX в., последующее поднятие — до начала XVI в., очередное опускание — до середины нашего столетия, когда было зафиксировано новое воздымание.

Сравнение нивелировок 1953 и 1970 гг. по широтной линии около 4 км от восточного края Флегрейских полей до Поццуоли показало поднятие участка Поццуоли на 85,7 см относительно наиболее удаленной к востоку точки. Градиент скорости на участке определяется в  $1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4} \text{ год}^{-1}$ .<sup>1</sup> Форма поднятия в плане приближается к концентрической с центром в Поццуоли. Предполагается, что особенно активное поднятие началось в октябре 1969 г. и с ним связано замеченное в конце февраля 1970 г. растрескивание каменных стен в Поццуоли и активизация паровыделения в ближайшем кратере Сольфатара; одновременная активизация сейсмической активности не зафиксирована (Yokoyma, 1971).

<sup>1</sup> Приведенные значения градиентов рассчитаны для периодов между извержениями.



Р и с. 59. Современные движения в вулканической области Флегрейских полей близ г. Неапол в Италии (Yokoуата, 1971; дополнения автора)

А — кривые изменения абсолютной высоты (1) и скорости движения (2) основания колонн храма Сераписа на берегу залива Поццуоли; Б — план строения Флегрейских полей и нивелирный ход на берегу залива Поццуоли: 1 — вулканические кратеры; 2 — обрывы (разломы) вулкано-тектонического происхождения; 3 — разрыв тектонический; 4 — местоположение храма Сераписа. Точки и цифры возле них означают пункты линии повторного нивелирования и изменение их высоты за 1953–1970 гг.

Кривая изменения скорости (см. рис. 59) показывает, сколь неравномерна была скорость движения поверхности за время наблюдений<sup>1</sup>. Этот пример дает возможность оценить зависимость рассчитанных величин скорости от времени усреднения и их отличие от действительных величин скорости. Если бы мы знали лишь первоначальное положение основания храма на суше и его положение в 1933 г., мы получили бы среднюю за приблизительно 2100 лет скорость порядка 1,5 мм/год или более. Когда знания были на уровне наблюдений Ч. Ляйеля (Ляйель, 1866), средняя рассчитанная скорость определялась величиной не менее 6,5–7,0 мм/год. Фактически величины скорости, как видно из кривой на рис. 59, были значительно больше, хотя и их нельзя считать вполне соответствующими действительности из-за недостаточной частоты наблюдений. Уровнемерные данные за 1878–1933 гг. дают среднюю скорость опускания 2,2–2,6 см/год, а в 40-х годах нашего столетия — 1,2–1,3 см/год (Digiesi, 1954), так же как в среднем за 1800–1960 гг. (Oliveri, 1960). Градиент скорости движений на участке между Неаполем и Поццуоли составил в 40-е годы  $\geq 1 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$ .

Наконец, геодезические измерения (Yokoуата, 1971) определили величину скорости в 5,0 см/год, но и эта величина, как следует из приведенных выше данных, может считаться лишь усредненной за 1953–1970 гг., фактическая же скорость за 6 месяцев конца 1969 — начала 1970 гг. превысила 86 см, с марта по июнь 1970 г. в центре поднятия у Поццуоли — 15 см. Имеются данные о поднятии поверхности на 7 м за 48 час. во время извержения 1538 г., породившего вулкан Монте Нуово (Oliveri, Quagliariello, 1969).

Сходное импульсное поднятие, равное 80 см, на участке длиной 8 км наблюдалось на северном берегу о. Пантеллерия (между о. Сицилия и Тунисом) в 1891 г.

<sup>1</sup> Возможными колебаниями уровня моря в данном случае можно пренебречь ввиду их явной незначительности по сравнению с движениями суши.

одновременно с происходившим вблизи подводным извержением (Шукин, 1964).

Все эти наблюдения позволяют считать, что в вулканической области Флегрейских полей в прошлом на фоне колебательных движений существовали кратковременные периоды, вероятно разной длительности, резкого усиления скорости движений — импульсы движений. Связь повышенной активности и колебательного характера движений на рассматриваемом участке с его вулканическим происхождением и строением не вызывает сомнения. С вулканическими, эруптивными и сопутствующими сейсмическими явлениями можно связывать отмеченные кратковременные импульсные активные движения, хотя на этом участке корреляция пока не может считаться твердо установленной. Обращает внимание и практическое совпадение величин вековой, за многие столетия, скорости порядка 1,0–1,5 см/год и знака движений в заливе Поццуоли и на западноитальянском побережье. С другой стороны, скорость современных импульсных движений над вулканическими очагами (сантиметры — десятки сантиметров в год), не говоря о поднятиях в течение нескольких часов на несколько метров, на 1–2 порядка превышает и скорость региональных вековых движений, и скорости относительных движений по разлому в районе г. Неаполь.

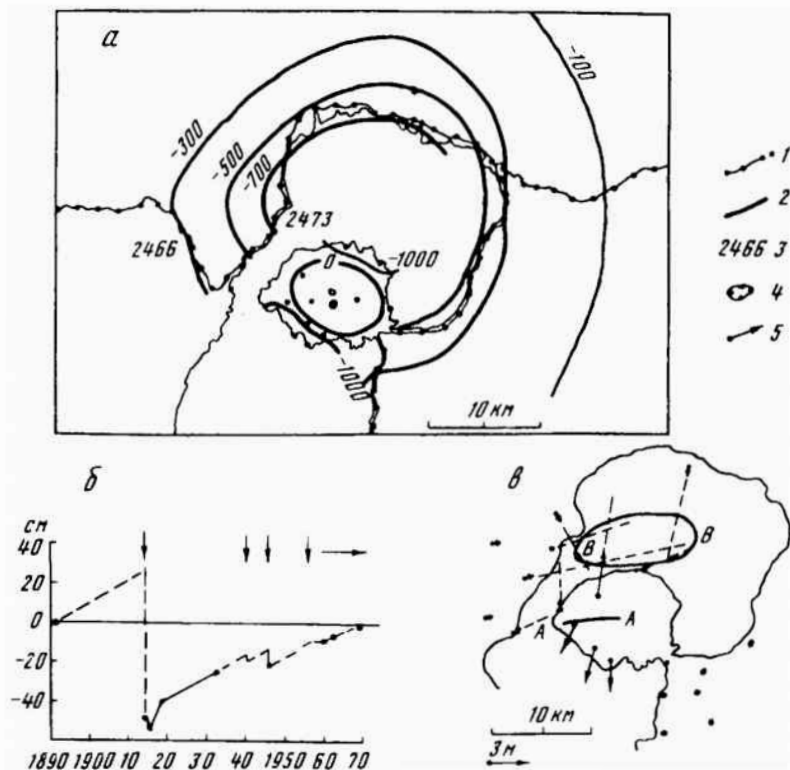
Таким образом, даже если считать высокую вековую скорость в 1,0–1,5 см/год характерной для тектонически активной альпийской области, к которой относится Тирренское побережье и все Средиземноморье, то и в этом случае область Флегрейских вулканических полей резко выделяется повышенной активностью и неравномерностью современных движений, что нельзя не ставить в связь с вулканическими проявлениями в этом районе.

**Тихоокеанский подвижный пояс. Японские острова, Новая Зеландия, Камчатка.** Точные измерения высоты и планового положения нескольких вулканов производятся в Японии до и после каждого крупного извержения с 1895 г. Наиболее поразительным и потому известным является местное, размером в плане 2,7 на 0,6 км, поднятие на о. Хоккайдо при извержении вулкана Усу в 1910 г. Участок поднялся вдоль сброса на 155 м за несколько месяцев, а затем опустился на 95 м (Decker, Kinoshita, 1971), между тем как среднегодовая за последние 70 лет скорость на побережье о. Хоккайдо не превышает 2–6 мм/год (Dambara, 1971). В 1944–1945 гг. куполообразное вздутие побережья диаметром 0,3 км и высотой до 150 м вблизи вулкана Усу сместилось на 2 км по горизонтали, а относительные смещения шоссе и железной дороги составили несколько десятков метров.

Поднятие центральной части вулкана Асама оценивается величиной порядка 1,2 см/год (измерения деформаций здесь производятся с 30-х годов нашего столетия), опускание периферической полосы — около 0,3 см/год. Аномальный наклон зафиксирован в 4,2 км от кратера за 2 месяца перед активностью вулкана в апреле 1935 г. (Decker, Kinoshita, 1971).

Точные нивелировки в окрестностях вулкана Сакура-дзима на о. Кюсю с 1891 по 1957 г. проведены 7 раз. Это позволило установить, что во время крупного извержения 1914 г. вулканический конус испытал концентрическое погружение на 1–1,5 м в центре кальдеры и сжался горизонтально на величину до 4,5 м (рис. 60), после этого его поверхность в течение нескольких десятилетий имела тенденцию к относительному поднятию до нового извержения 1946 г., сопровождавшегося очередным опусканием примерно на 10 см на фоне общего поднятия 1920–1950 гг. на величину около 0,5 м (см. рис. 60) (Decker, Kinoshita, 1971; Yokoyama, 1974).

С помощью ежегодных повторных нивелирований с 1957 г. на самом вулканическом аппарате (Yoshikawa, 1961) обнаружены неравномерные деформации поверхности вулкана и движущаяся величиной от –60 до +100 мм/год. Интересен факт большей подвижности реперов, заложенных в непосредственной близости от разрывов, пересекающих вулкан. По уровнемерным данным пункт у западного подножья вулкана за 1958–1960 гг. перед серией извержений поднялся на 60 см относительно пункта на противоположном берегу залива на удалении в 3 км. Связь между движением ближайшего к кратеру репера и проявлением вулканической



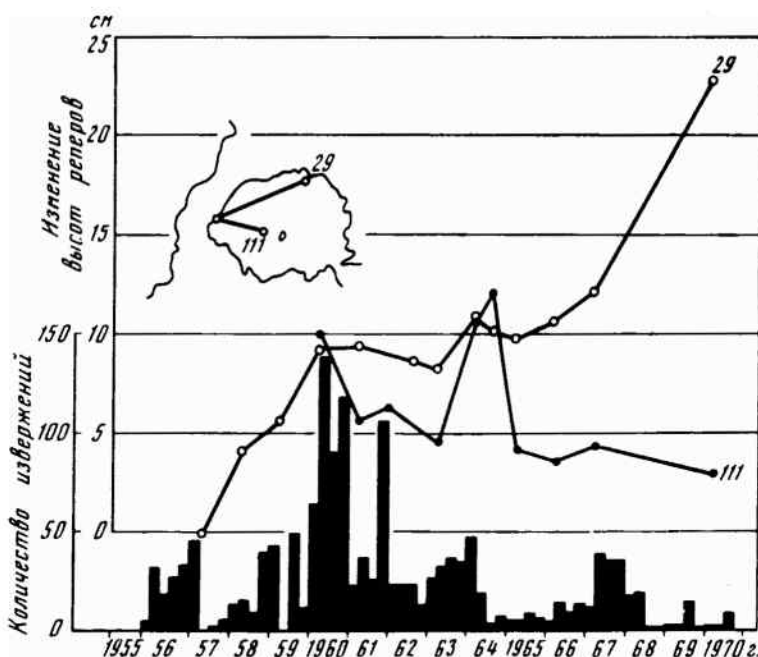
Р и с. 60. Современные движения и деформации вулкана Сакурадзима в Японии

*а* — движения в окрестностях вулкана по измерениям перед крупным извержением 1914 г. и после него; *б* — изменения высоты репера 2473 относительно репера 2466 (на рис. *а*) в течение 1890—1970 гг. Стрелками обозначены извержения вулкана; *в* — горизонтальные смещения триангуляционных пунктов в окрестностях вулкана, выявленные по измерениям перед извержением 1914 г. и после него (рисунки заимствованы из работы Уокоуага, 1974); 1 — линии и пункты повторных измерений; 2 — изолинии равных движений, мм; 3 — номера реперов; 4 — кратеры; 5 — горизонтальные смещения триангуляционных пунктов. А-А — линия трещин с кратерами; В-В — центр депрессии

активности, рассчитанной по 3-месячным интервалам, оказалась очень тесной (рис. 61). Резкое и последовательное поднятие репера у подножья вулкана в 1957—1970 гг. позволило предполагать готовящееся крупное извержение, которое действительно произошло в конце 1972 г. Была выявлена важная закономерность: извержение предваряется и сопровождается поднятием участков вокруг кратера и опусканием обширной площади вокруг вулкана, после извержения движения обычно резко меняют знак.

Нередко перед извержением возрастают вариации наклонов и медленных деформаций поверхности вулкана, а также резко возрастает частота вулканических землетрясений (Decker, Kinoshita, 1971; Yoshikawa, 1961, 1962).

В Новой Зеландии измерения проведены на вулкане, кратер которого возвышается всего на несколько метров над уровнем моря на Белом острове. В 1966 г. началась серия извержений; нивелировки второго класса точности осуществлены с июля 1967 по декабрь 1969 г. 7 раз примерно с 6-месячными интервалами. Максимально удаленный на 800 м от кратера репер принят за неподвижный. На большей части кратера имели место существенные изменения высоты реперов, наибольшие — вблизи активных жерл. Установлено вспучивание перед извержением в январе 1968 г., затем опускание и уменьшение высотных изменений. Градиент скорости движений составлял здесь  $\geq 6 \cdot 10^{-5} \text{ год}^{-1}$ . Наибольшая скорость поднятия в расчете на год составила 56 мм, опускания — 76 мм при наибольшей известной в Новой Зеландии скорости вековых тектонических движений 10 мм/год. Это служит основанием считать отмеченные движения вулканическими и предполагать их осцилляционный характер (Clark, 1971).



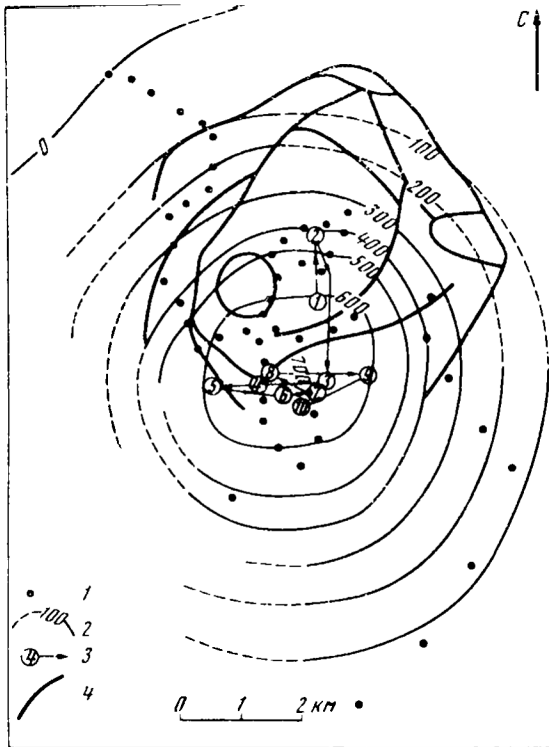
Р и с. 61. Соотношение между изменением высоты реперов (№ 29 и № 111) и числом извержений по трехмесячным интервалам в кратере Минамидаке вулкана Сакурадзима в Японии (Ето, 1971)

Измерение современных движений в активной вулканической области СССР, на Камчатке, начато в 1962 г., когда в районе активного Авачинского вулкана был проложен первый нивелирный ход. Уже повторные измерения 1963–1964 гг. показали относительное поднятие кратера на величину порядка 1 м за год, причем пункты на кромке кратера, удаленные на 200–400 м, изменили относительное превышение на 17–44 см. В то же время сомма в юго-западной части вулкана опускалась относительно удаленных от вулкана пунктов максимально на 38 мм/год на протяжении 16 км, что во много раз больше возможных ошибок измерений. Отмечались также значительные горизонтальные смещения на кромке кратера, свидетельствующие о его расширении (Энман, 1965).

Последующие ежегодные нивелирования (1964–1969 гг.) как будто подтвердили (Дмитриев, 1970, 1972) общее поднятие кратера, опускание его соммы и относительную стабильность пунктов, удаленных от кратера на 17–20 км.

Заключение о вулканической природе измеряемых движений следует из тесной пространственной связи распределения и величин скорости движений со строением вулканического аппарата, а также повышенных на два порядка величин скорости и градиента скорости движений поверхности вулкана по сравнению с соответствующими величинами даже на весьма активном разломе Кумроч в пределах Центральной Камчатки (Энман, 1970). Вместе с тем интенсивные относительные движения со скоростью до 50 мм/год вблизи кратера не сопровождалась сейсмической и вулканической активностью Авачинского вулкана в эти годы.

**Гавайские острова:** На одном из наиболее активных в мире вулканов Килауза наблюдения с начала нашего века установили большую величину смещений, циклический характер деформаций и их связь со стадиями вулканической деятельности (Fiske, Kinoshita, 1969; Decker, Kinoshita, 1971). За 1921–1927 гг. участок извержения диаметром около 10 м концентрически опустился максимально на 4 м и сжался до 1,5 м в связи с извержением 1924 г., вместе с тем за 1914–1958 гг. суммарное расширение превысило 1 м. За 1960–1967 гг. периоды относительных воздыманий длились от 2 до 22 месяцев, периоды обратных опусканий — от 12 час. до 6 месяцев, скорость движений составила многие десятки сантиметров в год.



Р и с. 62. Вулканические движения вулкана Килауэа на Гавайских островах (Fiske, Kinoshita, 1969)

1 — реперы на линиях нивелирования; 2 — изолинии поднятия поверхности, мм, с января 1966 по октябрь 1967 г. (между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г.); 3 — положение центра поднятия и его последовательная миграция с января 1966 по октябрь 1967 г.; 4 — граница кратеров и вулкано-тектонические разломы

Изолинии поднятия вулкана в период с января 1966 по октябрь 1967 г. — между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г. — имеют концентрическую форму, максимальная величина поднятия составила 70 см относительно удаленной на 5 км точки. Градиент скорости поднятия измерялся величиной  $(4 \div 7) \cdot 10^{-5} \text{ год}^{-1}$ . Очень важным представляется факт миграции на 1–2,5 км в плане максимума поднятия в течение указанного

периода, что естественно связывать с миграцией магматического очага или последовательным заполнением камер (рис. 62).

Горизонтальные измерения с помощью дальномеров через участок максимального поднятия показали удлинение линий, т.е. растяжение области поднятия на несколько сантиметров, до 12 см за 2 месяца. На дне кальдеры Килауэа известны периодически, в связи с извержениями, открывающиеся и расширяющиеся трещины, а также смещения вдоль них. Глубина нахождения магматического очага под вулканом Килауэа определяется по форме поднятия в пределах 2–4 км (Fiske, Kinoshita, 1969). Интересно, что в показаниях двух удаленных от кратеров равномерных пунктов отмечается последовательное опускание со скоростью 4–5 мм/год без учета эвстатического повышения уровня моря, не отражающее эксплозивной динамики.

Таким образом, и в вулканических районах Тихого океана вертикальные движения вблизи вулканических аппаратов измеряются сантиметрами—десятками сантиметров и обладают периодичностью, тесно связанной с эруптивными циклами. Эти короткопериодические (десятки лет) движения, по всей вероятности, накладываются на вековые, которые местами фиксируются геологическими и археологическими данными.

В других вулканических районах мира проведено значительно меньше наблюдений и только для отдельных вулканов (Азорские острова, Коста-Рика, Исландия, см. Decker, Kinoshita, 1971) получены данные на уровне приведенных выше.

**Общие закономерности.** Современные локальные движения в вулканических районах, т.е. движения вулканических аппаратов, отличают следующие признаки, в разных районах в разной степени обоснованные или проявляющиеся (Никонов, 1974а).

1. Высокие по сравнению даже с тектонически высокоактивными областями скорости (в среднем сантиметры или даже десятки сантиметров в год) и градиенты скорости современных вертикальных движений ( $10^{-6} - 10^{-4} \text{ год}^{-1}$ ), т.е. повышенная активность, дифференцированность и контрастность. В то же время региональные голоценовые движения вулканических областей не выделяются по своей интенсивности.

2. Концентрическое расположение изолиний равных движений вокруг вулканических очагов с максимумом вблизи центра извержения, в некоторых случаях миграция центров поднятия в пределах вулканических аппаратов.

3. Знакопеременный колебательный характер движений и наличие кратковременных и весьма интенсивных (десятки сантиметров или метры за несколько месяцев, недель, иногда дней и часов) импульсных движений вулканических аппаратов.

4. Во многих случаях совпадение указанных импульсных движений во времени с эруптивной деятельностью и прямое соотношение величин амплитуд, скорости и градиента скорости этих импульсов с интенсивностью вулканических проявлений. На нескольких вулканах Тихоокеанского региона установлено, что куполообразное поднятие и концентрическое растяжение поверхности вулканов близ кратеров начинается за несколько лет или месяцев до извержения, а непосредственно после него происходит резкое оседание поверхности. Эти признаки открывают возможность разработки прогноза эруптивной деятельности в вулканических районах.

В целом для вулканических районов характерна крайне высокая сравнительно с другими областями активность современных движений и резкая неравномерность, дифференцированность и контрастность их во времени и пространстве.

Перечисленные выше признаки не оставляют сомнения в том, что современные движения в вулканических участках генетически связаны с вулканическими, в том числе эруптивными, процессами. Есть все основания полагать, что движения поверхности вблизи вулканических аппаратов вызываются изменением состояния вулканических очагов (изменение объема и передвижение магмы, изменение давления поровых вод, паров и газов), перераспределением расплавов и флюидов в очагах и вокруг них в процессе интрузий и экструзий (Oliveri, Quagliarriello, 1969; Токарев, 1971). Для района Флегрейских полей в Италии и вулкана Сакурадзима в Японии это подтверждается распределением относительных деформаций поверхности в соответствии с моделью пластичного, но не упругого тела (Yoshikawa, 1961; Yokoyama, 1971). На вулкане Килауза подтверждением динамики магматического очага и изменения давления служит миграция участка максимального поднятия на поверхности вулкана, ход наклонов и записи сейсмографов непосредственно перед извержением 5 ноября 1967 г. (Fiske, Kinoshita, 1969; Yokoyama, 1974). Чередування относительно медленных поднятий поверхности вулканов до извержения и эпизодов быстрых погружений оседаний непосредственно после или в процессе извержений дают основание приписывать деформациям вулканов механизм, подобный релаксационному колебанию (Токарев, 1971; Decker, Kinoshita, 1971).

## Глава 5

### СОВРЕМЕННЫЕ НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

#### 1. Нетектонические движения

При рассмотрении движений, проявляющихся в осадочной оболочке Земли в результате длительного взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, помимо сугубо поверхностных, связанных с гидротермическим изменением объема грунта, мы выделяем движения, связанные с уплотнением осадков и отложений, и движения, обусловленные наличием в твердой Земле высокоподвижных флюидов. По Н.И. Николаеву (1965), все движения "внутри породы" отнесены к эндогенным, в том числе связанные с понижением уровня грунтовых вод.

Уплотнение отложений и горных пород в процессе диагенеза по мере погребения слоев под новыми осадками и увеличения веса толщ, лежащих выше, захватывает всю осадочную оболочку земной коры и должно вызвать движения геологического, но не тектонического в прямом смысле характера.

Известно, что за время преобразования илов в сланцы глинистые породы теряют в виде влаги почти 90% первоначальной массы с одновременным уменьшением пористости и объема осадка (Карцев, 1962). Основная доля погружений за счет уплот-

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<b>РАЗДЕЛ I</b>	
<b>ВВЕДЕНИЕ. ТЕРМИНОЛОГИЯ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ</b>	
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
<b>РАЗДЕЛ II</b>	
<b>ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ . . . . .</b>	
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 гляциозостаии Фенноскандии . . . . .	46
4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности . . . . .	55
Глава 2	
Вертикальные движения в высокоподвижном и высокосейсмическом поясе (орогенная область Средней Азии) . . . . .	64
1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений . . . . .	—
2. Быстрые движения. Разрывные 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
----------------------	-----