

# **НЕОТЕКТОНИКА ЕВРАЗИИ**

# Введение

Предлагаемая работа посвящена исследованию строения, кинематики и эволюции литосферы Евразии в неотектонический (новейший) этап геологической истории Земли. Термин «неотектоника» ввел в геологический обиход В.А.Обручев [1948], обозначивший главную особенность неотектонического этапа – интенсивное горообразование. Нами принимается ставшее традиционным в российской геологической литературе понимание возрастного объема новейшего этапа как олигоцен-четвертичное время [Шульц, 1948, 1979; Николаев, 1949, 1988].

Важная роль неотектоники среди наук о Земле определяется тремя обстоятельствами. Во-первых, проявления на земной поверхности тектонических движений новейшего этапа, и особенно его последней стадии – позднего плейстоцена и голоцена, могут быть изучены, измерены и датированы гораздо точнее, чем подобные проявления геологического прошлого, поскольку они не искажены последующими процессами и доступны для изучения на всей поверхности планеты. Во-вторых, сейсмичность и геофизические поля позволяют сопоставить неотектонику земной поверхности с современным строением и преобразованием недр и построить трехмерную модель неотектонического развития литосферы. В-третьих, совместный анализ олигоцен-четвертичных, позднечетвертичных и собственно современных проявлений тектонических движений позволяет сопоставить последствия событий в геологически усредненном (обычном для геологии) и реальном масштабах времени и выявить сложное, порой весьма неравномерное течение процессов. Поэтому неотектоника служит экспериментальной базой для создания и проверки многих положений современных теорий и концепций.

Сейсмологические и неотектонические данные о глубинном строении и кинематике активных зон, палеомагнитная характеристика и корреляция разрезов новейших отложений сыграли важную роль в становлении теории тектоники литосферных плит, занявшей ведущее место в современной геологической науке. Основные положения тектоники плит сформулировали в 60-е годы Дж.Уилсон, В.Морган, Дж.Дьюи и Дж.Берд, Кс.Ле Пишон, У.Диккинсон, Б.А.Айзекс и их соавторы. В своих построениях они опирались на несколько источников. Одним из них был эмпирически установленный факт блоковой делимости литосферы: сочетание стабильных (слабо деформированных) областей с подвижными поясами и зонами разных порядков, в которых концентрируются смещения и деформации и отмечаются наибольшие градиенты скоростей тектонических движений. По мнению Н.П.Хераскова [1967, с.391], эту особенность «следует рассматривать как проявление в земной коре одного общего закона деформации твердых тел». Наиболее полное воплощение она нашла в учении А.В.Пейве [1945, 1967] о глубинных разломах.

Другим источником теории тектоники плит были эмпирические данные о значительных горизонтальных смещениях геологических тел, родившиеся на этой основе представления о дрейфе континентов и связи с ним деформации земной коры, развивавшиеся Ф.Тейлором, А.Вегенером, Э.Арганом, А.Холмсом и дополненные в результате новых исследований Мирового океана выводами Г.Хесса и Р.Дитца о спрединге – разрастании океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и ее субдукции – поглощении в областях островных дуг и активных континентальных окраин. Решающим дока-

зательством спрединга явилась интерпретация Ф. Вайном и Д. Метьюзом полосовых магнитных аномалий в океанах.

За 25–30 лет, истекших со времени, когда были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, появились новые факты, заставляющие изменить или дополнить некоторые из этих положений. В предлагаемой работе они рассматриваются и развиваются на неотектонических данных о Евразии, которая представляется наилучшим объектом для решения такого рода задач. В этом обширнейшем континенте и сопредельных океанических областях представлено все разнообразие тектонических условий современного структурообразования. Изученность неотектоники Евразии неравномерна. Полученная в ходе наших исследований новая информация и ее сопоставление с ранее известными фактами позволили в ряде случаев выявить новые закономерности и развить теорию тектогенеза.

В работе рассмотрена и проанализирована неотектоника различных регионов Евразии по четырем группам параметров: 1) морфология, кинематика и пространственные соотношения новейших структур на земной поверхности; 2) современное состояние вещества и тектонические процессы в недрах земной коры и верхней мантии, соотношения глубинных структур с тектоническими образованиями на поверхности планеты; 3) развитие новейших структур и корреляция неотектонических событий в различных регионах; 4) количественная характеристика новейших деформаций и смещений, выявление действующих напряжений и возможных причин тектогенеза, т.е. круг вопросов, объединяемых понятием «современная геодинамика». Столь широкий спектр решаемых задач требовал комплексного применения разнообразных методов, не только традиционных геологических, но и восходящих в своей основе к физике, механике, химии, географии, истории.

Изучение морфологии и кинематики новейших структур основано, прежде всего, на традиционных методах структурной геологии, но с одним существенным дополнением. В качестве «маркирующего горизонта» использовались не только и, пожалуй, даже не столько новейшие отложения, сколько земная поверхность и формы современного рельефа. Они непрерывно изменяются под действием экзогенных факторов так, что изучение этих факторов, морфологии и эволюции рельефа

в разных ландшафтных условиях, т.е. решение глубоко геоморфологических задач, было обязательным элементом такого структурно-геологического исследования. Широкое применение при этом нашел анализ аэрокосмических изображений, позволивший на адекватном материале выделять и картировать разнообразнейшие новейшие структуры независимо от ландшафтных условий и доступности. Особенно много аэрокосмические изображения дали для исследования пространственных соотношений и ранговой соподчиненности новейших структур. Использовались также результаты изучения крупномасштабных горизонтальных неотектонических перемещений путем определения магнитных склонений и наклонений в горных породах того или иного возраста.

Хорошая сохранность проявлений голоценового и позднелейстоценового тектогенеза, и, прежде всего, смещений по разломам, позволила достаточно надежно обособить их от более ранних неотектонических образований и количественно определить горизонтальные и вертикальные подвижки. В качестве реперов для таких оценок использовались не только четвертичные отложения и формы рельефа, но и антропогенные объекты — древние постройки, ирригационные системы, анализ которых требовал привлечения как геолого-геоморфологических, так и археологических и исторических материалов.

Изучение глубинной неотектоники и современных тектонических процессов в недрах литосферы опиралось, в основном, на геофизические методы исследования: гравиметрический, геотермальный, сейсмические и особенно сейсмологические. Последние позволяли определять ориентировку напряжений, действовавших в очагах землетрясений, оценивать величины снимаемых напряжений и определять тензор скорости деформации, вызываемой совокупностью динамических смещений по разломам в очагах землетрясений. Отметим новый метод интерпретации графиков повторяемости землетрясений в терминах сейсмической вязкости, деформации и напряжений, действующих в сейсмических зонах [Востриков, 1988]. Существенную информацию о глубинной неотектонике дало изучение геохимии и петрологии новейшего вулканизма, а также гидрохимический, газовый и изотопный анализ источников подземных флюидов. Важные сведения о процессах в недрах литосферы были получены

при анализе результатов экспериментального изучения физического состояния, фазовых и минеральных преобразований вещества в условиях высоких температур и давлений. Комплексной интерпретации этих весьма разнообразных данных помогли космические снимки, на которых нередко видны косвенные проявления глубинных новейших структур в современном ландшафте и, прежде всего, в особенностях рельефа. Подобные проявления были обнаружены в ряде случаев и структурно-геоморфологическими исследованиями.

Корреляция тектонических событий новейшего этапа и восстановление истории развития новейших структур опиралось на методы био-стратиграфического и литолого-фациального изучения новейших отложений, дополненные разнообразными геоморфологическими методами, анализом несогласий, изменений структурных планов и стилей деформации. Если био-стратиграфические и литолого-фациальные методы широко применяются и при подобном изучении более древних геологических образований, и их неотектоническая специфика состоит лишь в возможностях более дробного расчленения толщ, более широкого территориального охвата и, соответственно, более детальной и всесторонней расшифровки структурной эволюции, то ряд методов и подходов используется только при изучении и корреляции неотектонических событий. Это, прежде всего, возможность коррелировать новейшие отложения с синхронными формами рельефа — террасами и поверхностями выравнивания, обеспечивающая подлинную глобальность исследований. К числу специальных неотектонических методов относятся археологический, термолюминесцентный и термохронологический методы возрастной датировки геологических образований. Хотя метод палеомагнитной стратиграфии сейчас применяется для датирования и корреляции достаточно древних отложений, он остается наиболее надежным в применении к новейшим образованиям. Существенно повышается (по сравнению с более ранними неотектоническими событиями) точность и детальность датирования голоценовых движений — вплоть до регистрации отдельных сильных землетрясений. Для этого использовалась статистическая обработка наблюдаемых смещений, радиоуглеродные, археологические и исторические определения возраста.

Высокая точность и детальность определения морфологии новейших структур, истории их развития, амплитуд и скоростей тектонических движений, параметров сейсмичности и других геофизических данных открыли возможность количественной оценки распределения смещений, деформаций и действующих тектонических напряжений как на поверхности Земли, так и на разных уровнях литосферы. Это позволило решать, хотя порой и гипотетически, вопросы генезиса новейших структур, локальные и глобальные проблемы геодинамики неотектонического этапа на основе методов и достижений математики и физики и, в частности, математического моделирования.

Таким образом, в работе использовался широкий набор методов исследований, более обширный, чем при изучении древней геологии. На примере неотектоники мы убедились в необходимости и эффективности совместного применения разных методов и достижений различных наук. Только комплексность обеспечивала прогресс в познании такого сложного и многогранного объекта исследований, каким является тектоника литосферы на современном этапе ее развития.

Книга построена следующим образом. В первой главе описаны хорошо изученные и, как правило, в той или иной мере лично исследовавшиеся автором тектонотипы различных геодинамических обстановок новейшего этапа Евразии: островная дуга и активная континентальная окраина, несколько областей континентальной коллизии, разнотипные рифтовые системы и такая своеобразная область сочетания различных неотектонических процессов, как Альпийская Европа. Во второй главе выполнено сравнение тектонотипов с проявлениями новейшего тектогенеза в других регионах Евразии и получены обобщенные характеристики новейшего тектогенеза в разных геодинамических условиях и при разном состоянии литосферы. В третьей главе рассматриваются хронологические закономерности новейшего тектогенеза — от неравномерности временных движений в реальном масштабе времени до сопоставлений крупных событий в различных регионах в геологическом масштабе времени с обоснованием охватывающих гигантские территории тектонических эпизодов, фаз и общих черт эволюции. Четвертая глава посвящена геодинамическим аспектам неотектоники Евразии.

Рассматриваются проявления неотектонической расчлененности литосферы, признание которой вносит существенные коррективы в понимание деформации и взаимодействия литосферных плит. Вводится понятие тектонической системы и излагается общая концепция новейшего тектогенеза как результата сочетания и взаимодействия неотектонических систем от глобальной до сугубо локальных. Специальный раздел посвящен причинам горообразования.

В книге используются общепринятые геологические термины. Некоторые вводимые термины, например, тектонические системы, поясняются в соответствующих разделах работы. Отдельного пояснения требуют понятия активных разломов и тектонической расчлененности литосферы. Под активными, или живыми, разломами понимаются разломы, характеризующиеся теми или иными признаками современных тектонических перемещений. Помимо прямых признаков, геологических, геоморфологических или геодезических, это могут быть данные геофизики (гравитационные или термальные аномалии), сейсмологии, а также петрологии и геохимии (например, современный вулканизм или флюидогазовая активность). Сложность, однако, состоит в том, что тектонические движения происходят неравномерно, и некий разлом, не показывающий активности сегодня, завтра может испытать заметные перемещения при сильном землетрясении. Поэтому К. Р. Аллен [Allen, 1975] предложил считать активными разломы с признаками голоценовых движений. Исследования автора [Трифонов, 1983, 1985] показали, что этот временной интервал должен быть расширен до позднего плейстоцена и голоцена, т.е. примерно последних 100000 лет. Их необходимо и достаточно, чтобы проявились пространственные, кинематические и хронологические особенности развития всех активных структур областей высокой и умеренной современной подвижности. Однако для разломов малоподвижных платформенных областей даже столь длительного интервала иногда недостаточно и для оценки активности приходится прибегать к данным о

среднеплейстоценовых (700000 – 100000 лет назад) тектонических движениях.

Термин «тектоническая расчлененность» получил широкое распространение в русскоязычной геологической литературе и означает различие одновременно развивающихся структур, действующих напряжений, скоростей и иногда направления тектонических движений на разных уровнях литосферы. Это понятие примерно соответствует англоязычному термину «detachment tectonics», но несколько шире, будучи проявлено не только структурно выраженными субгоризонтальными срывами, но также структурно-динамическими различиями между слоями литосферы, и предусматривает в качестве предпосылки ее реологическую расчлененность.

В работе приняты следующие нижние рубежи систем, отделов и ярусов: олигоцена – 36 млн лет, миоцена – 26 млн лет, верхнего миоцена – 10 млн лет, плиоцена – 5,5 млн лет, верхнего плиоцена – 3,3 млн лет (граница палеомагнитных эпох Гильберта и Гаусса), четвертичной системы – 1,8 млн лет. Четвертичная система разделена на нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Их границы проведены на рубежах 0,7 млн лет (граница палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес), 0,1 и 0,01 млн лет. К нижнему плейстоцену относятся алшеронский ярус Прикаспия [Меннер и др., 1972], калабрийские отложения Средиземноморья [Nakagawa et al., 1974], первые следы покровного оледенения Исландии. Нижняя часть среднего плейстоцена включает днестровский (люнц-миндельский) термальный максимум и окское (миндельское) оледенение. В составе верхней части среднего плейстоцена различаются лихвинский (миндель-рисский) термальный максимум и среднерусский (рисский) ледниковый комплекс. К верхнему плейстоцену относятся отложения михулинского (рисс-вюрмского) межледникового с радиологическими определениями возраста 69 и 65 тыс. лет и валдайский (вюрмский) ледниковый комплекс. Радиоуглеродный возраст вюрмского интерстадиала – 29–26 тыс. лет и «главного вюрма» – 26–11,8 тыс. лет [Ричмонд, 1974].

## 2.5. Сдвиговые зоны

В предыдущей и в этой главах рассмотрено несколько крупных новейших сдвиговых зон, участвующих в строении островных дуг и активных континентальных окраин, областей коллизии и рифтовых систем. Зоны разломов типа Левантской, Чаманской, Дарваз-Алайской, Памиро-Каракорумской, Бартлет и Боконо-Эль Пинар образуют фланги движущихся плит, во фронтальных частях которых развиваются зоны субдукции или континентальной коллизии с проявлениями крупномасштабного поперечного укорочения тектонических зон. Такие разломы вполне отвечают понятию трансформных. Другие крупные сдвиги, например, Северо-Анатолийский, Алтынтагский, Хангайский, ограничивают микроплиты и большие блоки, движения которых вызваны трансформацией дрейфа основных плит в областях коллизии. Некоторые из этих сдвигов сочетаются с простирающимися под углом к ним рифтовыми зонами. Таково структурное положение грабенов Хубсугула, Байкала, Шаньси. Наконец, выделяются крупные сдвиги типа Таласо-Ферганского, который, не будучи межплитным разломом, пересекает коллизионный пояс, простираясь под острым углом к направлению наибольшего сжатия и укорочения тектонических зон.

Средние скорости голоцен-позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений по крупнейшим внутриконтинентальным разломам не зависят от того, разделяют эти разломы литосферные плиты или меньшие по размерам тектонические блоки. Так, средняя скорость левого сдвига по Левантской межплитной зоне — 5–7,5 мм/год, а по расположенному северо-восточнее Памбак-Севанскому внутриплитному разлому — 5 мм/год. В Дарваз-Алайской межплитной зоне скорость оценивается в 10–20 мм/год, а во внутриплитных зонах Центральной Азии составляет: по Таласо-

Ферганскому разлому — от 5 до 15 мм/год, по Хангайскому — 9 мм/год и по Эртайскому — 13–17 мм/год, причем два последних разлома, наряду с более мелкими активными разломами, образуют Монголо-Алтайский правосдвиговый пояс, скорость суммарного перемещения вдоль которого могла превышать 20 мм/год. Это доказывает «размазанность» на континентах границ между плитами и распространение деформаций, возникающих при их взаимодействии, на обширные территории.

### 2.5.1. Сдвиги — наименее энергоемкая форма перемещений по континентальным разломам

Анализируя кинематику современных подвижных зон Азии, мы убедились, что по выделенным здесь активным разломам (рис. 47) преобладают сдвиговые смещения, что проявляется как в широком распространении сдвигов как таковых, так и в наличии существенной сдвиговой составляющей смещений у многих надвигов, взбросов и сбросов. В отношении ряда разломов, секущих горные сооружения, указанная особенность была известна ранее. Однако большинство активных разломов простирается вдоль границ хребтов и соседних впадин. Очевидно, и это подтверждали полевые наблюдения, по таким разломам происходили вертикальные движения, поддерживающие относительный рост гор. Теперь выясняется, что многие из этих пограничных разломов имеют сдвиговую компоненту голоцен-позднеплейстоценовых смещений, которая соизмерима, а чаще больше одновозрастной ей вертикальной компоненты. Рассчитанные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений измеряются миллиметрами в год, а порою превосходят сантиметр в год. По сравнению с областями распространения сдвигов площади областей, отличающихся либо преимущественно складчато-надвиговыми позднечетвертичными

Рис. 47. Крупные активные разломы Евразии со скоростями движений не менее 1 мм/год [Трифонов, 1987; Трифонов, 1997]

Условные обозначения см. на рис. 13

Разломы: 1 - Левантский, 2 - Кобьстанский, 3 - Главный Колеттагский, 4 - Дарваз-Алайский, 5 - Таласо-Ферганский, 6 - Джунгарский, 7 - Северо-Тяньшанский, 8 - Эртайский, 9 - Кобдинский, 10 - Хангайский, 11 - Алтынтагский, 12 - Наньюшанский, 13 - Ксяншуй, 14 - Реки Зему, 15 - Ксяочан, 16 - Каобанг-Лангшон, 17 - Таялу, 18 - Средняя зона Японии, 19 - Передовой фас Центрально-Камчатской депрессии, 20 - Красной реки, 21 - Западно-Тайваньский, 22 - Восточно-Тайваньский, 23 - Восточно-Сахалинский

Figure 47. Major active faults of Eurasia (rate of motion not less than 1 mm/year) [Трифонов, 1987; Трифонов, 1997]

See Figure 13 for the legend

Faults and fault zones: Levant (1), Kobystan (2), Main Copet Dagh (3), Darvaz-Alai (4), Talas-Fergana (5), Junggar (6), North Tien Shan (7), Ertai (8), Kobdo (9), Khangay (10), Altan (11), Nanueshan (12), Qishinshui (13), Zemu River (14), Xiaojiang (15), Qaobang-Langshon (16), Tanlu (17), Median Line of Japan (18), Eastern Face of the Central Kamchatka basin (19), Red River (20), Dolinoozersky (21), Eastern Taiwan (22), Eastern Sakhalin (23)

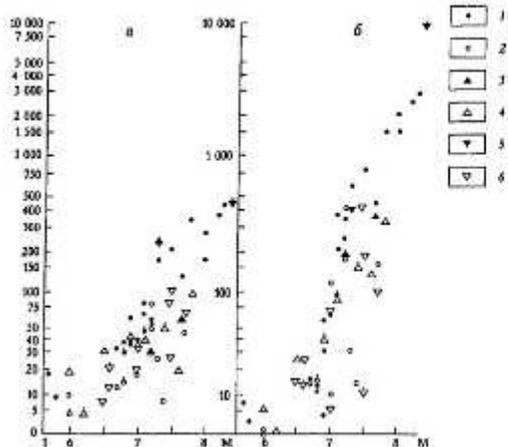


Рис. 48. Графики зависимости длины сейсмогенных разрывов на земной поверхности  $L$ , км (а) и тектонической эффективности землетрясений  $L R_m$ , где  $R_m$  - максимальная амплитуда смещения, м (б) от магнитуды  $M$  54 сильных землетрясений XX столетия с подвижками разных кинематических типов [Трифонов, 1991]. 1, 2 - сдвиги; 3, 4 - сбросы; 5, 6 - надвиги и взбросы; 1, 3, 5 - в зонах крупных активных разломов; 2, 4, 6 - вне таких зон. Масштаб по вертикали логарифмический.

Figure 48. Correlation between magnitudes  $M$  of 54 strong earthquakes of the XX century and lens  $L$  (km) of seismic rupture of these earthquakes in the land surface (a) and the lengths  $L$  (km) multiplied by the maximum seismic offset  $R_m$  (m) in the land surface (b) [Трифонов, 1991].

(1, 2) Strike-slip faults; (3, 4) normal faults; (5, 6) thrusts and reverse faults; (1, 3, 5) in the major fault zones; (2, 4, 6) outside such zones. The vertical scale is logarithmic.

It is seen that strike-slip faults produce the longer  $L$  and the larger  $L R_m$  for the same  $M$ , than normal faults and especially thrusts.

нарушениями (типа внешней зоны Памира или Гималаев), либо - сбросо-раздвиговыми (типа Байкала или грабена Шаньси), невелики. Сдвиги играют, таким образом, гораздо большую кинематическую роль, чем им отводилась прежде.

Чтобы разобраться в причинах указанного явления, мы привлекли данные о сейсмогенных разрывах, возникших на земной поверхности при 54 сильных землетрясениях XX столетия на Кавказе, в Алжире, Анатолии, Туркмении и Иране, Монголии, Западном Китае и Японии, на западе Северной Америки, в Центральной Америке и Новой Зеландии. Были выбраны те землетрясения, при которых возникли разрывы на земной поверхности. Исследовались соотношения типов сейсмогенных смещений и их приуроченность к зонам крупных активных разломов с параметрами возникших разрывов (длина  $L$ , максимальная амплитуда смещения  $R_m$  и произведение этих величин  $L \times R_m$ , названное тектонической эффективностью). Выяснилось следующее.

У большинства (а именно у 33) возникающих разрывов сдвиговая составляющая сейсмогенного смещения оказалась преобладающей, что само по себе подтверждало преобладание на континентах этого типа современных движений по разломам.

Отношение длины  $L$  возникшего разрыва к магнитуде  $M$  при  $5,7 \leq M < 7$  у землетрясений со сбросовыми и сдвиговыми типами подвижек оказались соизмеримыми, а при  $7 \leq M < 8,4$  при сдвиговой подвижке оно, как правило, больше. При взбросовом или надвиговом типе подвижек это отношение при всех указанных магнитудах землетрясений обычно меньше, чем у сдвигов и сбросов (рис. 48).

Отношения максимальной амплитуды сейсмогенного смещения  $R_m$  к магнитуде землетрясения дают большой разброс, и каких-либо систематических различий между подвижками сдвигового, сбросового и взбросо-надвигового типов не отмечается. Следует оговориться, однако, что для оценки вклада землетрясений в движения по разломам большее значение имеет не максимальная  $R_m$ , а средняя  $R_s$  подвижка, т.е. распределение амплитуд сейсмогенных смещений по длине разрыва.

Сведения такого рода приводятся в описаниях многих землетрясений, но обычно оказываются неполными для определения  $R_s$  из-за рассредоточения подвижки в широкой зоне и разнообразия ее выражения на земной поверхности, не всегда поддающихся учету. Данные об  $R_s$ , заимствованные из работ Н. Амбрейса [Ambraseys, 1970, 1975, 1988, 1989] и полученные нами при обследовании последствий нескольких сильных землетрясений, показывают, что отношения  $R_s/R_m$ , т.е. выдержанность подвижки по длине разлома, у сейсмогенных сдвигов обычно больше, чем у сбросов, взбросов и надвигов. Однако и у сдвигов эта величина не остается постоянной. На рис. 49 приведены данные о распределении подвижек вдоль сейсмогенных разрывов, возникших при трех сдвиговых и одном сдвиго-взбросовом землетрясениях. Распределение весьма разнообразно. Эти и немногочисленные подобные им примеры создают впечатление, что при сильных землетрясениях в прочных породах распределение амплитуд более выдержано, чем при менее сильных землетрясениях в некомпетентных и раздробленных породах.

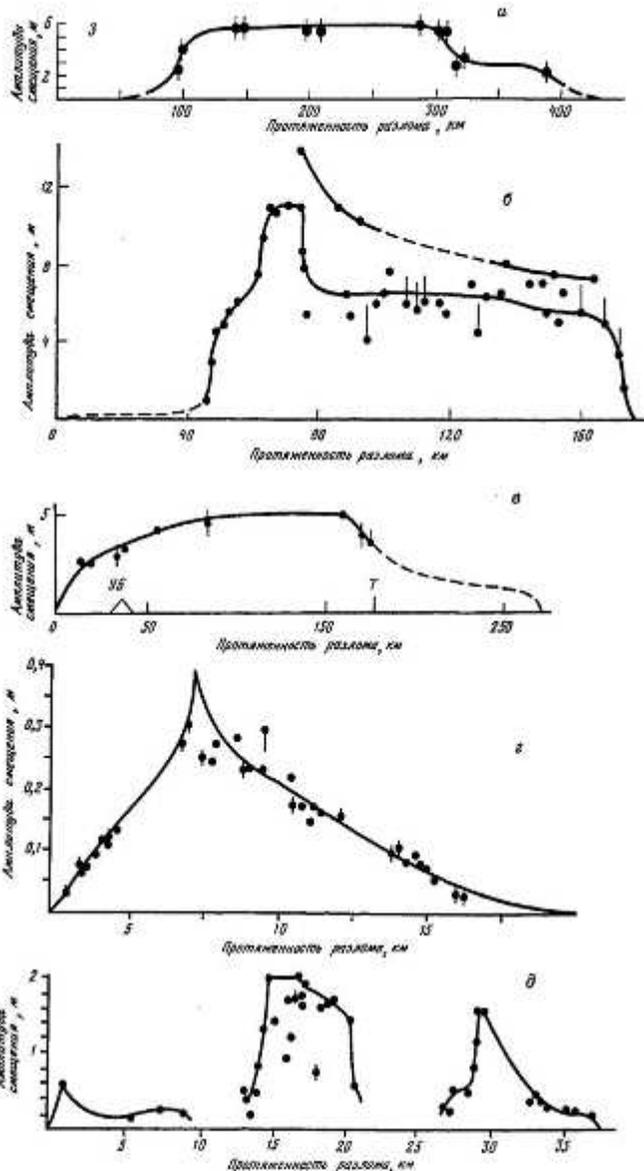


Рис. 49. Распределение сейсмической подвижки вдоль разломов

*a* - левое смещение по Хангайскому левому сдвигу при Болнайском землетрясении 1905 г. в Северной Монголии,  $M > 8$ ; *b* - правое смещение по Эртайскому правому сдвигу при Монголо-Алтайском (Фуюнском) землетрясении 1931 г. в Монгольском Алтае,  $M=8$  [Shi Jianhang et al., 1984]; *в* - левое смещение по Долноозерскому левому сдвигу при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. в Гобийском Алтае,  $M=8$  (УБ - результаты замеров, показанные на рис. 60; Т - сочленение Долноозерского и Тормонского сейсмогенных разрывов); *г* - правое смещение по Исак-Челекенской правой взбросо-сдвиговой зоне при Кумдагском землетрясении 1983 г. в Юго-Западной Туркмении,  $M=5,7$ ; *д* - правое сдвиго-взбросовое смещение по Гами-Алаварскому правому взбросо-сдвигу при Спитакском землетрясении 1988 г. в Армении,  $M=7$

Figure 49. Distribution of seismic offset (m) along seismic rupture (km)

Offsets: (*a*) during the Bolnay, 1905, earthquake ( $M > 8$ ) on the Khangai sinistral fault, the northern Mongolia; (*b*) during the Mongol-Altai (Fuyun), 1931, earthquake ( $M=8$ ) on the Ertai dextral fault, Mongolian Altai [Shi Jianhang et al., 1984]; (*в*) during the Gobi-Altai, 1957, earthquake ( $M=8$ ) on the Dolinozersky sinistral fault, Mongolian Gobi (УБ - test site shown in Figure 60; Т - junction of the Dolinozersky and Tormhon seismic ruptures); (*г*) during the Kum Dagh, 1983, earthquake ( $M=5,7$ ) on the Isak-Cheleken dextral fault zone, the southwestern Turkmenia; (*д*) during the Spitak, 1988, earthquake ( $M=7$ ) on the Gami-Alavar oblique (reverse-dextral) fault, the northern Armenia

Тектоническая эффективность  $L \times R_m$  землетрясений с магнитудами  $5,7 \leq M < 7$  при сдвиговых подвижках мало отличается от землетрясений с другими типами перемещений (может быть, только несколько уступает сбросовым). А у сдвиговых землетрясений с магнитудами  $7 \leq M < 8,4$  она явно выше, чем у сбросовых и взбросо-надвиговых (см. рис. 48). Если учесть, что именно землетрясения с магнитудами  $M \geq 7$  вносят наиболее ощутимый вклад в сейсмогенные подвижки по активным разломам, такая особенность сдвиговых землетрясений становится тектонически особенно значимой. При Чилийском 1960 г. и Аляскинском 1964 г. землетрясениях подвижка была особенно велика (до 20 м). Проявилась она на протяжении сотен километров и при этом была надвиговой [Plafker, 1972], что противоречит сделанному заключению. Но оба указанных землетрясения не относятся к числу континентальных. Они возникли на границах континентальной и океанической коры, где

условия разрывообразования, по-видимому, иные.

Важной для рассматриваемых соотношений оказалась приуроченность землетрясений к зонам крупных региональных разломов или участкам вне таких зон (см. рис. 48). Длины  $L$  возникающих сейсмогенных разрывов больше, если разрывы протягиваются вдоль крупных разломов, а тектоническая эффективность  $L \times R_m$  становится выше в таких зонах, чем вне их, при землетрясениях с магнитудами  $M > 7$ . Землетрясения с магнитудами  $M > 7,8$  происходят только в зонах крупных разломов. Если учесть, что наиболее протяженные новейшие разломы континентов — сдвиги, тогда как зоны надвигов, взбросов и сбросов чаще представлены сочетаниями подставляющих друг друга менее протяженных разрывов, выявленная закономерность также согласуется с ведущей ролью сдвиговых перемещений.

Из представленных данных следует, что сдвиги — наиболее энергетически экономная форма движений по континентальным разломам: при равных энергетических затратах, выраженных в рассмотренных случаях магнитудами землетрясений, сдвиговые сейсмические подвижки охватывают более протяженные отрезки активных зон и дают больший тектонический эффект, чем подвижки иных типов [Трифонов, 1991]. Немалое значение при этом имеет унаследованность сейсмогенных подвижек от более ранних перемещений по тем же разломам. В аспекте рассмотренных соотношений интересно следующее наблюдение. У ряда активных сдвигов отношения вертикальной и сдвиговой компонент смещения при отдельных землетрясениях оказывается выше, чем за голоцен в целом, а последнее выше, чем за более протяженные отрезки позднего кайнозоя. По-видимому, сдвиговая составляющая наращивается более унаследованно, чем вертикальная, варьирующая от одного сейсмического события к другому.

Выявленные соотношения между сейсмогенными разрывами разных кинематических типов частично расходятся с теоретическими расчетами и экспериментальными данными. Согласно Р.Сибсону [Логачев и др., 1991], напряжения, необходимые для начала скольжения по надвигам, сдвигам и сбросам, соотносятся как 4:1,6:1. Отсюда следует, что соотношения объемных

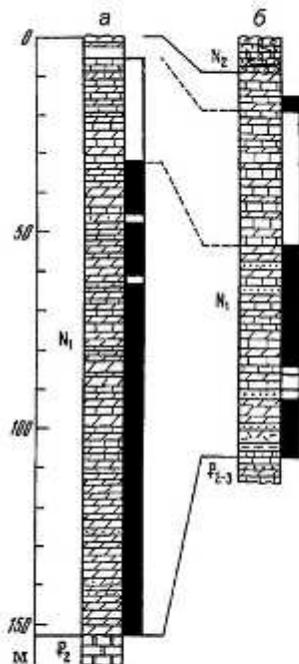


Рис. 50. Разрезы нижелеоценовых отложений в западном крыле Левантской зоны разломов возле с. Жанудие (а) и в ее восточном крыле возле с. Миданки (б) [Трифонов и др., 1991].  
Условные обозначения см. на рис. 18

Figure 50. Sections of the Lower Miocene deposits in the western side of the Levant fault zone near village of Janudie (a) and in the eastern side of the zone near village of Midanki (b) [Трифонов и др., 1991]

See Figure 18 for the legend

плотностей энергии, накопленной на одинаковой глубине у надвигов, сдвигов и сбросов, составят 16:2,6:1 [Логачев и др., 1991]. Если высокая, по сравнению со сбросами и сдвигами, энергоёмкость надвигов и взбросов подтверждается данными, представленными на рис. 48, то соотношения сбросов и сдвигов оказываются иными, особенно при землетрясениях с магнитудами  $M > 7$ .

По-видимому, расхождения между приведенными и нашими оценками относительной энергоёмкости сбросов и сдвигов объясняются тем, что в реальных геологических условиях сдвиги представлены, как правило, протяженными прямолинейными или слабо изогнутыми разломами, тогда как сбросы (как и надвиги) часто изгибаются, ветвятся, построены кулисно. Поэтому при сбросовых перемещениях, как и надвиговых, значительная часть энергии расходуется на разрушение перемычек между отдельными разрывными зонами и преодоление трения, которое при изменчивых очертаниях сбросов и надвигов больше, чем в сдвиговых зонах. Эти дополнительные расходы энергии особенно сказываются на тектонической эффективности землетрясений с  $M \geq 7$ , охватывающих одновременно весьма протяженные участки разломных зон.

### 2.5.2. Типизация сдвигов

Новейшие и современные сдвиги развиваются в разных структурно-кинематических условиях, определяемых взаимодействием движущихся разнонаправленно (или однонаправленно с разными скоростями) литосферных масс. В областях современной коллизии различаются сдвиги поступательного перемещения, сдвиги сдвигания и выжимания [Трифонов, 1991]. Сдвиги поступательного перемещения характеризуются общим однонаправленным движением горных масс одного из крыльев относительно другого. При этом радиусы вращения перемещающихся блоков велики, центры вращения удалены, и вращение как тип деформации обычно не находит структурного выражения. Исключения возникают лишь при существенном изменении простирания разломной зоны. Одно из таких мест – стык продолжающих одна другую Левантской и Восточно-Анатолийской левосдвиговых зон, простирания которых различаются на  $30\text{--}40^\circ$  (см. рис. 17).

Чтобы оценить возможность вращения крыль-

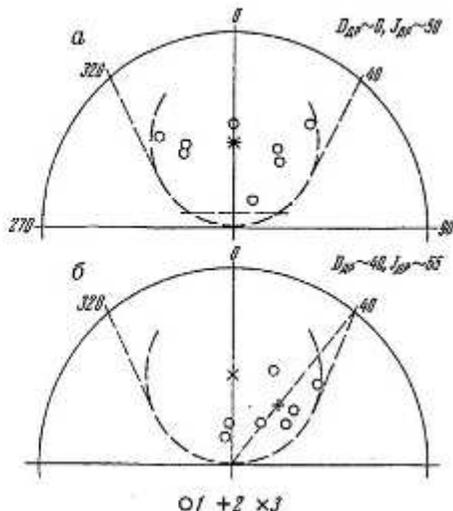


Рис. 51. Направления магнитных векторов в нижнемiocеновых породах с нормальной намагнитченностью, представленных на разрезах *a* и *б* рис. 50 [Трифонов и др., 1991]

1 - отдельные замеры; 2 - усредненное значение для разреза; 3 - региональное направление раннемiocенового геомагнитного поля

Figure 51. Directions of magnetic vectors of the Lower Miocene rocks with normal magnetic polarity of sections *a* and *b*, Figure 50 [Трифонов и др., 1991]

(1) Individual data; (2) average direction for the section; (3) direction of vector of the Earlier Miocene geomagnetic field for the region

ев Левантской и Восточно-Анатолийской зон в области их сочленения, на севере Сирии были отобраны образцы для палеомагнитных исследований из двух известняково-мергелистых разрезов нижнемiocеновых отложений, расположенных в разных крыльях разлома. Разрез западного крыла находится возле с.Жандуде северо-западнее г. Джиср-Эш-Шукур, а восточного крыла – возле с.Миданки на правом берегу р. Африн (рис. 50).

На рис. 51 представлены распределения на сфере нормально намагнитченных образцов из обоих разрезов. Разрез западного крыла показывает направление вектора, совпадающее с направлением нижнемiocенового геомагнитного поля для данного региона (склонение  $0\text{--}5^\circ$ , наклонение около  $50^\circ$ ), а в разрезе восточного крыла фиксируется отклонение от этого направления на  $35\text{--}40^\circ$  (склонение  $40^\circ$ , наклонение  $55^\circ$ ). Это может быть расценено как указание на возможный позднейший поворот восточного крыла Левантской и Восточно-Анатолийской зон в области их сочленения по часовой стрелке на  $35\text{--}40^\circ$  [Трифонов и др., 1991].

К числу сдвигов поступательного перемещения относятся крупнейшие активные зоны разломов на флангах движущихся однонаправленно литосферных плит и пластин. Таковы не только Левантская и Восточно-Анатолийская левосдвиговые зоны на северо-западе Аравийской плиты, но и правые сдвиги – Главный современный разлом Загросса и восточная часть Северо-Анатолийской зоны на ее северо-восточном фланге. Аналогичны смысл перемещений и структурная позиция относительно Индостано-Памира Чаманской и Дарваз-Алайской левосдвиговых и Памиро-Каракорумской правосдвиговой зон разломов (см. рис. 8). В новейших горноскладчатых системах сжатия сдвиги поступательного перемещения простираются в направлении максимальных касательных напряжений – обычно косо к горным цепям. Крупнейшие сдвиги такого рода – Таласо-Ферганский, Джунгарский, Главный Копетдагский.

Сдвиги сдавливания развиваются во фронтальных частях сближающихся плит, пластин или блоков и, в отличие от сдвигов предыдущего типа, простираются почти перпендикулярно к направлению наибольшего сжатия и укорочения земной коры (рис. 52). Однако такое укорочение достигается не надвиганием, а вращением блоков, создающим эффект сдвигового смещения по разлому. По существу, этот тип нарушений близок к тому, что Л.М.Расцветаев [1988] назвал, исходя из динамического анализа ситуации, сдвигами сплющивания.

Сдвиги выжимания возникают благодаря асимметричному распределению сжатия между сближающимися пластинами или блоками и вызываемому этим перемещению масс от области наибольшего сближения плит или блоков в сторону, в область меньшего сжатия [Копп, 1991]. Перемещающиеся массы испытывают укорочение в направлении регионального сжатия и удлинение в направлении их движения.

Оба описанных механизма сдвигообразования реализовались в Северной Армении – в области Спитакского землетрясения 1988 г.: первый – между сейсмогенным разрывом и Памбак-Севанским разломом, второй – между окончаниями Памбак-Севанского и Амасия-Сарыкамьшского разломов (см. рис. 52). В большем масштабе механизм выжимания проявился в Дарваз-Алайской левой и Гиссаро-Кокшаальской правой сдвиговых

зонах, между которыми горные массы Таджикской депрессии выдавливаются на запад от области наибольшего сближения Памира и Тянь-Шаня (см. рис. 52). Подобное происхождение, вероятно, имеют Северо-Анатолийская правая и Алтынтагская левая сдвиговые зоны. В меньших, но достаточно ощутимых масштабах сходные по происхождению сдвиговые смещения обнаружены вдоль продольных к хребтам разломов Тянь-Шаня, Кавказа и некоторых других новейших горных сооружений.

Формирование сдвигов сдавливания и выжимания осуществляется в сильно сжатых участках коллизионных областей, где обилие некомпетентных пород и высокая степень дробления обеспечивают квазипластическое поведение горных масс. На активных континентальных окраинах и в островных дугах сдвиги сходного происхождения развиваются вдоль главных структур, т.е. простираются примерно параллельно границе взаимодействия континентальной и океанической литосферы. Таковы правые сдвиги Восточного фаса Центрально-Камчатской депрессии, Восточно-Сахалинского разлома, Срединной линии Японии, Альпийского и других разломов Новой Зеландии, возможно, зоны Атакамского разлома Анд, а также левые сдвиги Тайваня и Филиппин [Кожурин, Трифонов, 1982; Кожурин, 1988]. Как показано выше, эти активные сдвиги характерны для островных дуг и континентальных окраин с континентальным типом коры. Насколько позволяют судить имеющиеся данные, сдвиги не продолжают глубже верхнекорового слоя и дискордантны по отношению к активным структурам как более глубоких слоев литосферы, так и соседних областей с океанической корой.

С удалением от областей максимальной современной коллизии движения земной коры приобретают все более отчетливый блоковый характер. Здесь можно говорить о двух разновидностях сдвигов. Одна из них представлена в Алтае-Саянской области, где сочетаются сравнительно протяженные новейшие левые и правые сдвиги, сбросо-раздвиги и взбросо-надвиги (см. рис. 47), причем каждый тип нарушений закономерно ориентирован относительно положения осей наибольшего сжатия и растяжения территории [Лукина, 1988].

Другая разновидность представлена на обширных пространствах юга Восточной Сибири, Мон-

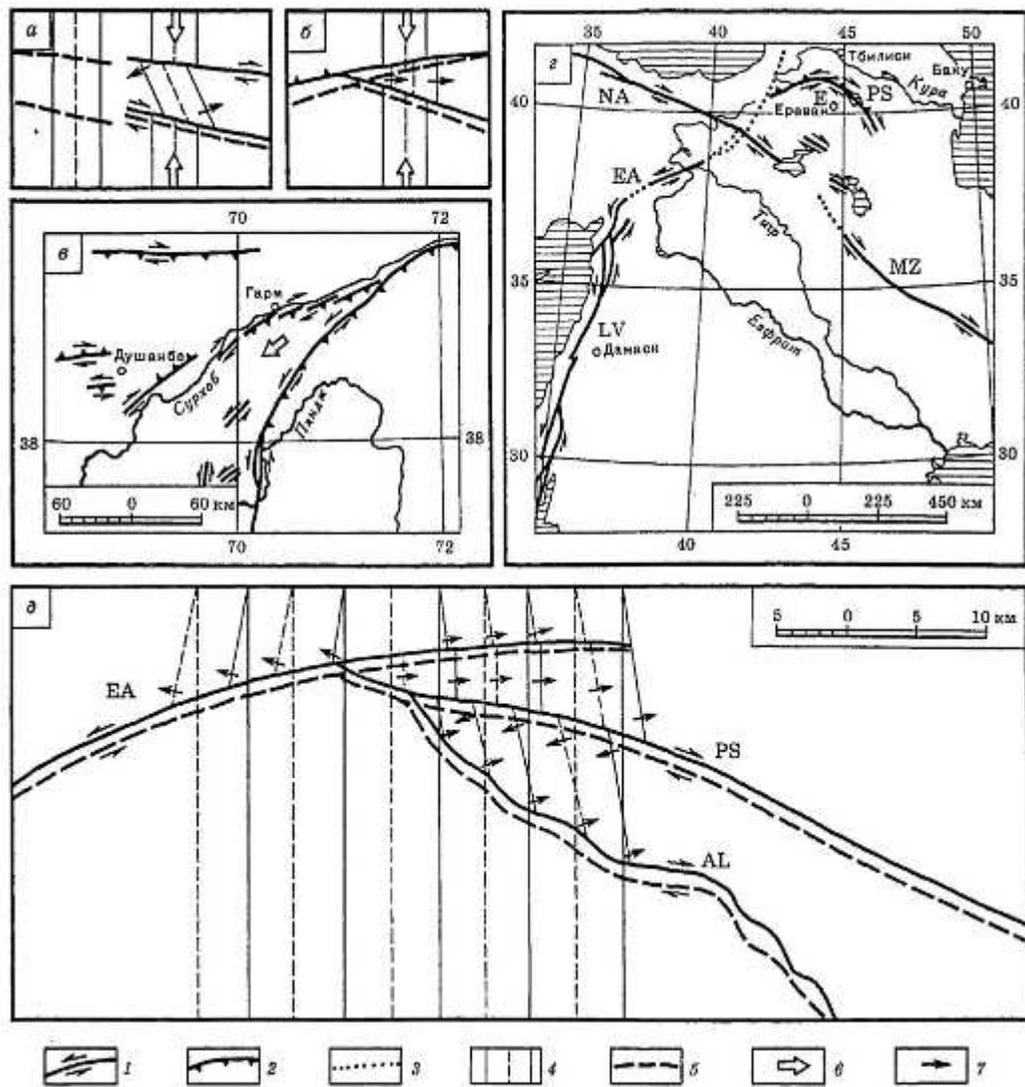


Рис. 52. Кинематические типы новейших сдвигов [Трифонов, 1991]

*a, б* - принципиальные схемы формирования сдвигов вращения (*a*) и выжимания (*б*); *в* - выжимание осадочных пород в северной части Афгано-Таджикской депрессии; *г* - главные активные разломы Ближнего Востока: EA - Восточно-Анатолийская зона, LV - Левантская зона, MZ - Главный современный разлом Загроса, NA - Северо-Анатолийская зона, PS - Памбак-Севан-Ханарассарский разлом; E - местоположение рис. 52-д; *д* - сочетание сейсмогенных сдвигов вращения и выжимания в эпицентральной области Спитякского землетрясения 1988 г. в Северной Армении: AL - Гарай-Алаварский разлом, EA - Восточно-Анатолийская зона, PS - Памбак-Севан-Ханарассарский разлом

1 - сдвиги; 2 - надвиги и взбросы; 3 - предполагаемые продолжения разломов; 4 - условные линии, показывающие деформацию блока; 5 - прежняя позиция разлома; 6 - направление движения; 7 - направление вращения блока.

Figure 52. Kinematic types of young strike-slip faults [Трифонов, 1991]

*a, б* principal schemes of formation of strike-slip faults of rotation (*a*) and squeezing (*б*); *в* Squeezing of sedimentary rocks in the northern part of the Afghan-Tadjik basin; *г* Major active faults of the Middle East: EA - East Anatolian fault zone, LV - Levant fault zone, MZ - Main recent fault of Zagros, NA - North Anatolian fault zone, PS - Pambak-Sevan-Khanarassar fault, E - location of Figure 52-d; *д* strike-slip faults of rotation and squeezing in the epicentral area of the Spitak, 1988, earthquake in the northern Armenia: AL - Garai-Alavar fault, EA - East Anatolian fault zone, PS - Pambak-Sevan-Khanarassar fault

(1) strike-slip fault; (2) thrusts and reverse faults; (3) assumed continuation of the fault; (4) lines shown block deformation; (5) the former position of the fault; (6) direction of motion; (7) direction of block rotation

голии и Китая, где сдвиги заметно преобладают над разломами других кинематических типов. Выделяются протяженные пояса преимущественного развития правых или левых сдвигов, сменяемых по простиранию соответствующими зонами сдвиговых деформаций. Разломы с правосдвиговой компонентой смещений играют важную роль в структуре Северного Тянь-Шаня, Джунгарии, Монгольского Алтая. Другой пояс правых сдвигов протягивается от Восточного Китая (разлом Танлу) до Камчатки (Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии). Между этими двумя поясами расположены пояса левых сдвигов Прибайкалья и Станового нагорья, Монголии, Западного и Центрального Китая. Простирания сдвигов в пределах поясов могут существенно варьировать. У правых сдвигов западного пояса они изменяются от запад-северо-западного, почти широтного, на южном краю Джунгарской впадины до северо-северо-западного в Монгольском Алтае. Еще более изменчивы простирания в поясе левых сдвигов Южного Китая: от восток-северо-восточного у Алтынтагского разлома до север-северо-западного у разломов Ксяншуй, р. Зему и Ксяочан. Протяженность сдвиговых поясов измеряется сотнями километров, превосходя иногда 1000 км.

## 2.6. Ряды сравнения новейших структур

### 2.6.1. Особенности неотектоники платформенных областей

В предыдущих разделах мы практически не касались неотектоники платформенных областей Евразии. Это было оправдано, поскольку основные закономерности строения и развития новейших структур лучше выражены в подвижных поясах, и понять многие особенности неотектоники платформ можно лишь в сравнении с подвижными поясами. Под таким углом зрения рассмотрим в качестве примера неотектонику Восточно-Европейской платформы.

По особенностям рельефа и четвертичных отложений В.И. Бабак и Н.И. Николаев [1983] выделяли в пределах платформы поднимающиеся и опускающиеся области и некоторые разделяющие или нарушающие их разломы. Более полные сведения были получены при анализе разломов, проявлявших активность в течение среднего и поздне-

го плейстоцена и голоцена [Трифонов и др., 1993] (рис. 53). Полученные результаты сводятся к четырем главным положениям.

Во-первых, большинство разломов, по которым удалось получить прямые или косвенные указания на тип смещений, относятся к числу взбросов, взбросо-сдвигов и сдвигов. Это свидетельствует о преобладании условий горизонтального сжатия на большей части платформенной территории [Соловьева и др., 1987].

Во-вторых, многие четвертичные разломы совпадают с разломами или иными линейными зонами нарушений прошлого, выраженными либо резкими изгибами и смещениями отдельных горизонтов чехла и поверхности кристаллического основания, либо лишь нарушениями фундамента, не отраженными в заметных смещениях чехла. Выявлены, в частности, зоны четвертичных разломов над вендско-палеозойскими грабенообразными прогибами (аэлакогенами) и некоторыми платформенными валами. Вместе с тем, значительная часть молодых разломов или их фрагментов новообразованы. Описанные в литературе участки интенсивных деформаций и смещений осадочного чехла, и в том числе, четвертичных отложений, интерпретируемые как глациодислокации, как правило, оказываются приуроченными к протяженным зонам молодых разломов или их пересечениям. Очевидно, молодые разломы играли существенную роль в локализации гляциодислокаций.

В-третьих, выявленные амплитуды четвертичных вертикальных смещений по разломам обычно не превышают метров, что дает среднюю скорость движений в малые доли миллиметра в год. Однако повторные геодезические (обычно нивелирные) наблюдения в зонах некоторых разломов показали существенно более высокие скорости современных движений — до нескольких миллиметров в год. В отдельных случаях такие скорости характеризуют зоны разломов или трещин, по которым данные о позднечетвертичных смещениях вообще отсутствуют, хотя и существуют геохимические или геофизические свидетельства современной проницаемости. Вместе с тем, многократные и повторявшиеся с высокой частотой геодезические наблюдения в Днепровско-Донецкой впадине показали существенные вариации скоростей в течение коротких интервалов времени [Сидоров и др., 1989]. Этот и другие пока немно-

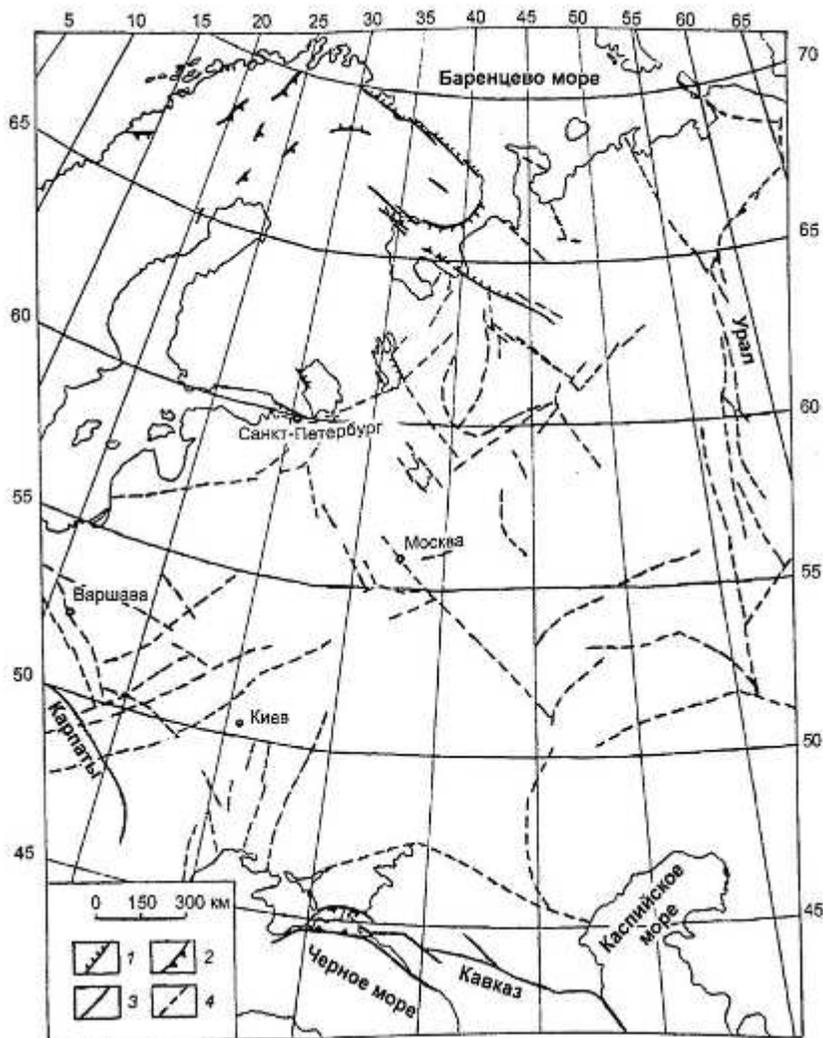


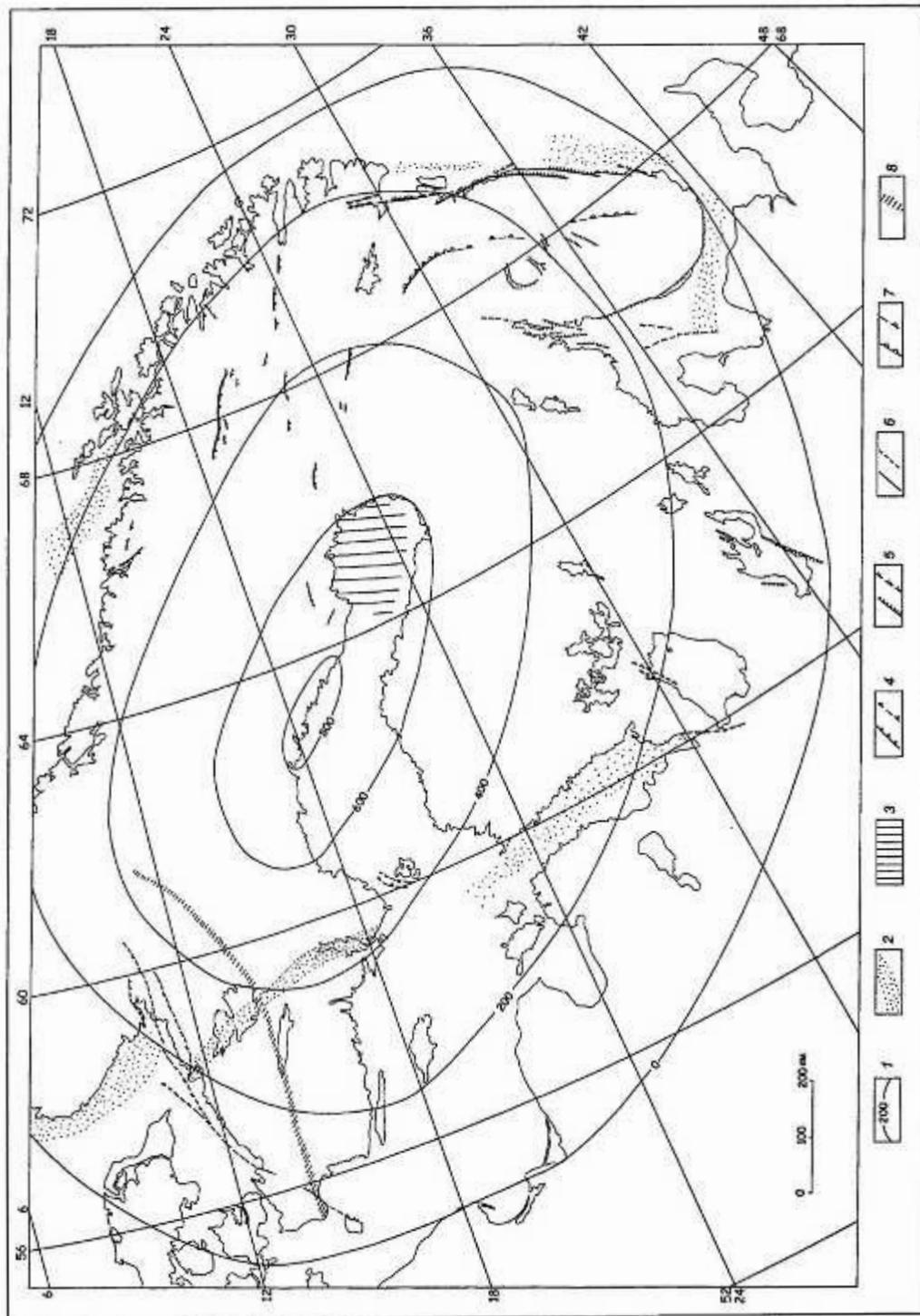
Рис. 53. Схема четвертичных разломов Восточно-Европейской платформы  
 1 - оброс; 2 - взброс или налив; 3 - разлом с неизвестным направлением перемещений; 4 - предполагаемый разлом

Figure 53. Principal map of Quaternary faults in the East European platform  
 (1) Normal fault; (2) thrust or reverse fault; (3) fault with unknown sense of motion; (4) assumed fault

численные примеры дают основание предполагать, что по меньшей мере некоторые активные разломы платформы характеризуются значительными высокочастотными флуктуациями скоростей при ничтожной и даже отсутствующей трендовой составляющей движений. Подробнее эти явления описаны в разделе 3.1.1. Они заставляют проявлять большую осторожность в использова-

нии результатов повторных геодезических наблюдений для определения направленности подвижек по разломам и доверять не единичным повторным съемкам, а лишь рядам многократно повторенных измерений.

В-четвертых, намечается определенная упорядоченность в расположении разломов и отчасти типе смещений по ним по отношению к структу-



рам обрамления. Так, две дугообразные зоны разломов преимущественно взбросового, по мнению Л.И. Соловьевой, типа окаймляют с юга и юго-востока Фенноскандинавский (Балтийский) шит. Вокруг восточного фланга дуги Карпат наблюдается ломаная в плане система разломов, причем разломы, расположенные ближе к горному сооружению, являющиеся взбросами, а более удаленные нередко обнаруживают признаки сбросов. Взбросы вытянуты и вдоль Кавказских гор, и вдоль Урала, причем в последнем случае они местами имеют фестончатый рисунок в плане. Дугообразные зоны разломов окаймляют с запада, северо-запада и северо-востока Прикаспийскую впадину, на северо-западном обрамлении которой можно предполагать чередование дуг взбросового и сбросового типов. Перечисленные системы краевых нарушений секутся поперечными четвертичными разломами, которые при дугообразной форме краевых зон приобретают радиальное расположение.

Рисунок и тип смещений у активных разломов обрамлений Большого Кавказа и Восточных Карпат, очевидно, связаны со сжатием этих горных сооружений. Молодые разломы западного склона Урала, вероятно, также отражают условия его поперечного сжатия, обусловленного небольшим новейшим сближением Русской и Западно-Сибирской плит. Все это — проявление внешних воздействий на плиту. Принципиально иное происхождение имеют дуги вокруг Прикаспийской впадины, которая сама оказывается центром структурообразования. Внутриплотформенные процессы, вероятно, обусловили формирование и других, более мелких овально-дуговых структур.

Чтобы понять особенности активной тектоники северо-западного фланга Русской плиты, рассмотрим более подробно позднечетвертичные разломы Фенноскандии, развивавшиеся на фоне

последнего гляциоизостатического воздымания шита. Воздымание началось около 13000 лет назад и, согласно расчетам, должно достигнуть максимума, 800 м, на западном берегу Ботнического залива (рис. 54) [Morner, 1979]. Изолинии поднятия очерчивают овал, удлинённый в северо-восточном направлении. Воздымание замедлилось со временем и к сегодняшнему моменту еще не достигло расчетных величин (рис. 55) [Никонов, 1977]. По данным повторных геодезических наблюдений за последние 100 лет вырисовывается такой же овал поднятия, хотя картина осложнена локальными аномалиями, связанными с движениями по разломам. Область наибольшего современного воздымания, достигающего 10 мм/год, смещена относительно максимума последнего поднятия к северо-востоку — в северо-восточную часть Ботнического залива [Morner, 1979].

Позднечетвертичные разломы, рассекающие Фенноскандию (см. рис. 54) простираются преимущественно в северо-восточных направлениях и группируются в две основные зоны. Северо-западная зона Мизэруяври-Сверхольм представлена разломами Пярвие (150 км) и Стуорагурра (80 км). Разломы выражены четкими уступами на поверхности сглаженных ледником докембрийских пород и позднеплейстоценовых морен. Высота уступов достигает 10 м у первого разлома и 7 м у второго, причем эти подвижки начались не ранее 9000 лет назад [Lundqvist, Lagerback, 1976; Lagerback, 1990; Muir Wood, 1989; Olesen, 1988]. Судя по данным электромагнитных измерений в зоне разлома Стуорагурра, подтвержденных результатами интерпретации других геофизических данных и анализа расположения гипоцентров современных землетрясений [Olesen et al., 1992<sub>a,b</sub>], разломы наклонены в сторону поднятого крыла

Рис. 54. Карта активной тектоники Фенноскандии

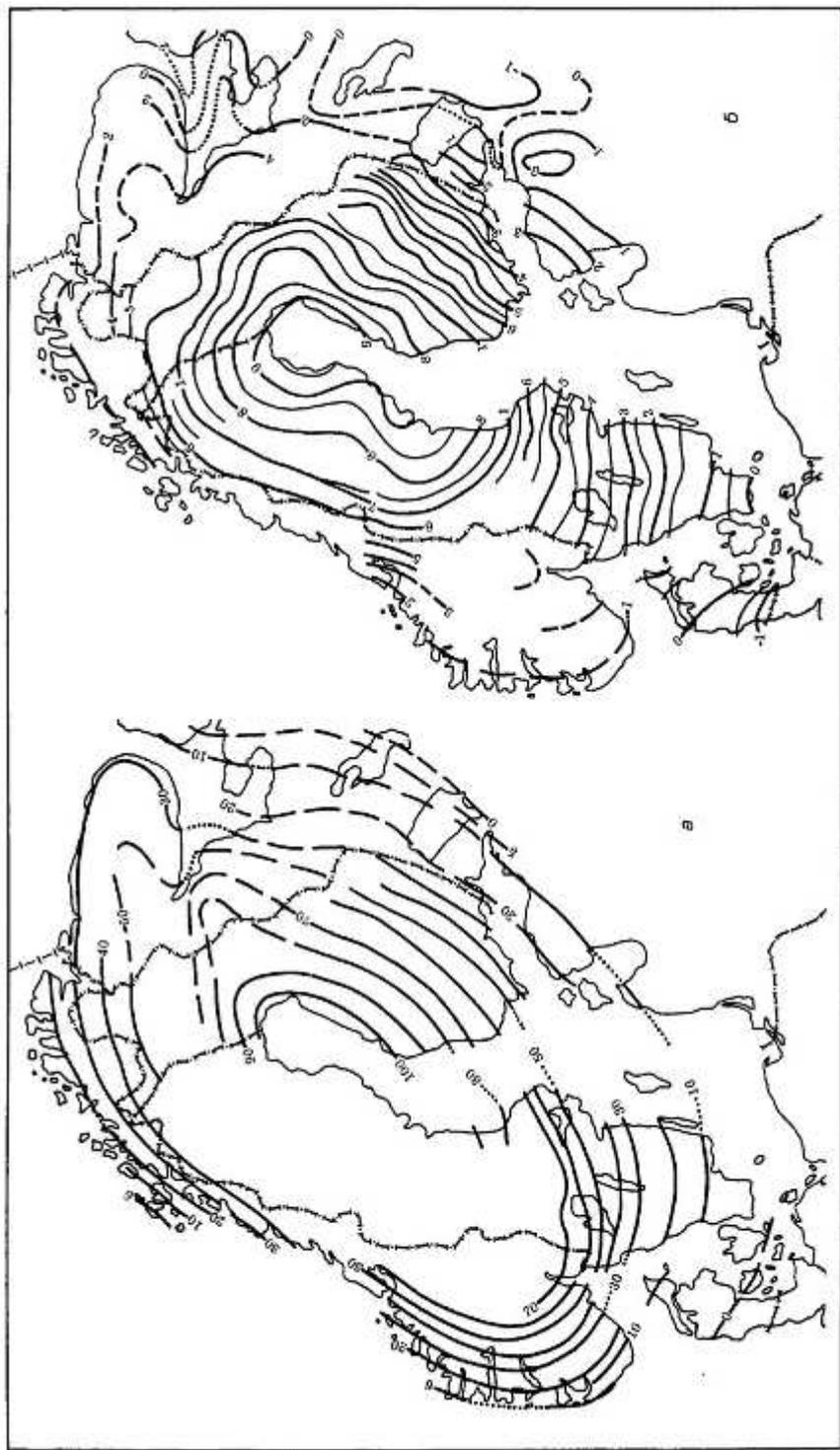
Составлена Т.П. Ивановой и В.Г. Трифоном по данным Б.И. Косебечкина, Р.Лагербака, Н.-А.Морнера, Р.Мурвуда, А.А.Никонова, О.Олсена и др.

1 - изолинии (в м) расчетного послеледникового (последние 13000 лет) поднятия [Morner, 1979]; 2 - позднечетвертичные тектонические (гляциоизостатические?) трюги, окружающие Фенноскандинавский (Балтийский) шит; 3 - площадь наиболее быстрого ( $\geq 10$  мм/год) современного воздымания по данным повторного нивелирования [Morner, 1979]; 4-7 - активные разломы и флексуры, доказанные (слева) и предполагаемые (справа); 4 - надвиг или взброс, 5 - сброс, 6 - нарушение с неустановленным направлением смещений; 7 - флексурно-трещинная зона; разломы и флексуры со скоростями перемещений  $\geq 1$  мм/год показаны утолщенными линиями; 8 - глубинная активная зона, выраженная на поверхности косвенными признаками

Figure 54. Map of active tectonics of Fennoscandia

Compiled by T.P. Ivanova and V.G. Trifonov by using the data of B.I. Koshechkin, R. Lagerback, N.-A. Morner, R. Muir-Wood, A.A. Nikonov, O. Olesen et al.

(1) Isolines (m) of calculated postglacial (last 13,000 years) uplift [Morner, 1979]; (2) Late Quaternary tectonic troughs surrounding the Fennoscandian shield; (3) area of the fastest ( $\geq 10$  mm/year) contemporary uplifting according to the levelling [Morner, 1979]; (4-7) active faults and flexures, proved on the left and assumed on the right: (4) thrust and reverse fault, (5) normal fault, (6) fault with unknown sense of motion; (7) fractured flexure zone; the faults and flexures with average rate of motion  $\geq 1$  mm/year are shown by the heavier lines; (8) deep-seated active zone, manifested in the land surface by indirect signs



**Рис. 55. Изолинии поднятия Фенноскандии**  
 Составил А.А.Никонов [1977] с использованием данных Л.Асплунда, Т.Куккармаки, А.Кваале, Е.Каартайнена, Е.А.Лиситкина, С.П.Лобедонского, М.Саурмо, Г.А.Желинина и др.  
 а - в течение последних 5000-7000 лет (в м) по геолого-геоморфологическим данным; б - современного (в мм/год) по данным повторного нивелирования, с учетом эвстатического поднятия уровня моря со скоростью 0,8 мм/год

**Figure 55. Uplift in Fennoscandia**  
 Compiled by A.A.Nikonov [Nikonov, 1977] with using the data of L.Asplund, T.Kukkarnski, A.Kvale, E.Kaartainen, E.A.Lisitzin, S.P.Lobedonostev, M.Saurmo, G.A.Zhelinin et al.  
 (a) Uplift during the last 5-7 millennia by geological and geomorphological data (m); (b) contemporary uplift by levelling (mm/year) with taking into account the eustatic increase of the oceanic level of 0.8 mm/year

на юго-восток под углами 30–60°, т.е. являются взбросами. По разлому Стуорагурра предполагается также праводвиговая компонента движений. Возможно, описываемая зона продолжается на юго-запад почти широтным 50-километровым четвертичным взбросом Басмоен, у которого южное крыло поднято на величину до 80 м, но значительная часть этого смещения возникла еще в плейстоцене. Разлом наклонен на юг под углами 40–70°. О продолжении поднятия свидетельствуют смещения морских водомерных знаков и некоторых построек XIX–начала XX столетий, причем скорость поднятия достигала 9 мм/год [Olesen et al., 1995]. Подвижки происходили и при крупнейшем в Фенноскандии землетрясении 1819 г. с магнитудой 5,8–6,2 [Muir Wood, 1989].

Вторая, юго-восточная, зона представлена разломом Лансъярв и продолжающим его на северо-восток крупным активным разломом Северной Финляндии. Оба они выражены последледниковыми уступами с поднятыми юго-западными крыльями. 50-километровый взброс Лансъярв имеет высоту уступа 5–10 м, в одном месте – 20 м [Lagerback, 1990]. Смещение частично произошло еще в конце плейстоцена, но в значительной мере приходится на начало голоцена – после отступления последнего ледника и до падения уровня максимального последледникового моря (8000–9000 лет назад). Максимальное вертикальное смещение этого возраста – 10 м. Разлом наклонен на юго-восток под углами 40–90° [Lagerback, 1990]. Северо-восточным продолжением зоны может быть последледниковый тектонический уступ на западе Кольского полуострова, прослеженный от среднего течения р. Лотта до верховий р. Кола; высота уступа достигает 8–10 м [Никонов, 1965]. Между двумя главными зонами выделяется еще несколько последледниковых разломов: протяженный взброс (?) Лайнио с поднятым восточным крылом и короткие сбросы, нередко простирающиеся меридионально и как бы сопряженные с основными взбросами. Сбросы со смещениями до 20 м, возникшими 8000–10000 лет назад, обнаружены на юге п-ова Рыбачий [Tappe, 1930]. Они являются частью системы последледниковых тектонических уступов высотой в десятки метров, протягивающихся от п-ова Варангер вдоль всего северо-восточного берега Кольского полуострова [Никонов, 1965]. Эшелонированное расположение уступов указывает на присутствие

правосдвиговой компоненты движений. Южнее непротяженные сбросы ограничивают грабены по периферии интенсивно воздымающихся Хибинского и Ловоозерского массивов [Кошечкин, 1968, 1972; Никонов, 1977].

На периферии Фенноскандинавского щита выделяется прежде всего пояс четвертичных тектонических депрессий, обрамляющих щит с северо-востока, востока, юга и запада. Этот пояс протягивается от п-ова Варангер на юго-восток вдоль Кольского полуострова, продолжается впадинами Белого моря, Онежского и Ладожского озер, Финского залива. Далее она представлена озерными котловинами, вытянутыми вдоль древнего разлома Мьяларен-Стокгольм, где отмечено и интенсивное современное трещинообразование [Morner, 1979], и, наконец, прогибом залива Скагеррак и его северо-западным продолжением. Как правило, вдоль пояса не выявляется достоверных активных разломов (кроме склонов Кольского полуострова), может быть, отчасти потому, что значительная часть пояса находится под водой. Вместе с тем, юго-восточная и южная части пояса осложнены поперечными активными разломами северо-западного простирания. Наиболее выразительны разломы, формирующие грабены Кандалакша в Белом море [Армад, Самсонова, 1964; Никонов, 1977] и Каттегат [Morner, 1969, 1979]. К той же системе принадлежат сбросы побережий Ладожского и Онежского озер [Мар..., 1995] и района г. Санкт-Петербурга [Мельников и др., 1994].

Кажется логичным связать активное разломообразование на Фенноскандинавском щите с его последледниковым изостатическим воздыманием. Действительно, в тех случаях, когда возраст основных подвижек определен достаточно точно, они происходили в эпоху наиболее интенсивного воздымания в начале голоцена. Крупнейшие разломы простираются примерно вдоль оси свода, причем многие из них разделяют комплексы пород с разной плотностью. Если ледник эродировал компенсирующий эти различия рельеф, последледниковое воздымание пород происходило с разной скоростью и могло привести к разломообразованию. Опоясывающая свод полоса четвертичных депрессий следует примерно вдоль изолинии последледникового поднятия +200 м, где изменяется градиент скорости воздымания, а в предшествовавшие четвертичные интергляциалы мог изменяться и знак изостатических движений. Нако-

нец, сбросы периферии щита ориентированы, в первом приближении, поперек к своду.

Вместе с тем, свод поднимался, хотя и очень медленно, и до голоцена, по меньшей мере, с конца палеозоя, и изостатическое поднятие лишь накладывается на эту устойчивую тенденцию [Никонов, 1977]. Крупнейшие активные разломы Фенноскандии являются взбросами, и сжатие при их образовании было ориентировано примерно поперек к простиранию ближайшего отрезка Срединно-Атлантической рифтовой системы. Сейсмичность лишь отчасти совпадает с выявленными разломами: наряду с этим наблюдается существенное возрастание числа как слабых, так и сильных землетрясений к северо-западному флангу региона [Gregersen et al., 1991; Slunga, 1991; Mantyniemi et al., 1993].

Механизмы очагов подавляющего большинства землетрясений Фенноскандии указывают на однообразную ориентировку оси наибольшего сжатия, перпендикулярную оси Срединно-Атлантического хребта. Близкие результаты дало определение напряжений в горных породах *in situ* [Stephansson et al., 1991; Zopak et al., 1989]. Предпринятое Л.А.Сим [1991; Kogonovsky, Sim, 1992] изучение молодой трещиноватости в породах Кольского полуострова, Карелии и севера Русской плиты показало изменение ориентировки оси наибольшего горизонтального сжатия с северо-западной на западе до северо-восточной на востоке в соответствии с изменением простирания срединно-океанической рифтовой системы от Северной Атлантики к хребту Гаккеля. Это даст основание рассматривать активное разломообразование в Фенноскандии как результат сопротивления мощной континентальной литосферы края Восточно-Европейской платформы спредингу в соседних океанах. В итоге активная тектоника региона представляется результатом сложной интерференции внешних (взаимодействие плит) и внутренних (в данном случае гляциоизостазия) геодинамических процессов.

Четвертичные разломы платформы, входящие в состав различных по происхождению структурных ассоциаций, сливаются в единые зоны протяженностью иногда в сотни километров. Такие системы соизмеримы по длине с крупнейшими активными разломами подвижных поясов, отличаясь от них ничтожными амплитудами смещений. Большая протяженность платформенных

разломов может быть обусловлена существенно большей, чем в подвижных поясах, однородностью современных механических свойств деформируемой среды. Протяженные зоны платформенных разломов охватывают глубокие горизонты земной коры и служат, по данным И.В.Ананьина [1990], каналами наиболее интенсивного распространения сейсмических волн от землетрясений в соседних подвижных поясах, например, в Карпатах.

Четвертичные разломы Восточно-Европейской платформы и их сочетания сходны с разломами подвижных поясов по структурному рисунку, кинематическим соотношениям и структурообразующему эффекту. Главное отличие платформенных структур в существенно меньшей интенсивности проявлений тектонических процессов.

## ***2.6.2. Сравнительный анализ неотектоники Евразии и соседних акваторий с океаническим типом коры***

Можно наметить шесть главных кинематических типов новейших структур, представленных разломами и связанными с ними безразрывными, в том числе складчатыми, деформациями и проявленными по-разному в океанах и на континентах, на платформах и в подвижных поясах. Это структуры раздвигания, сближения, сдвигания, отражения, уплотнения и разуплотнения.

Среди структур первого типа выявлены разновидности, для которых характерны разные формы раздвигания: осевое концентрированное (рифтовые зоны), осевое рассеянное (многие красивые моря) и центробежное (впадины Южно-Балсарского и отчасти Эгейского типов). Среди континентальных рифтовых зон различаются рифты щелевого и вулканического типов. Для щелевого типа характерен слабый вулканизм, который нередко проявляется не в рифтовых грабенах, а рядом с ними. Определяемое по данным о морфологии приповерхностных разломов и амплитудах смещений раздвигание рифта невелико по сравнению со значительным его опусканием. У континентальных рифтов вулканического типа масштабы раздвигания больше, а амплитуда погружения меньше, чем у рифтов щелевого типа. Характерен обильный вулканизм, нередко начинающийся раньше возникновения грабенов. Развитие грабенов часто сопровождается, а иногда и предваряется сводовым поднятием территории,

хотя это не является обязательным. По мере развития грабенов вулканизм, прежде рассеянный на более обширной территории, концентрируется в их пределах.

Намечается ряд развития от континентальных рифтов вулканического типа к межконтинентальным и срединно-океаническим рифтовым системам. На стадии перехода от континентального к межконтинентальному рифту происходит разрыв континентальной коры, прежде испытывавшей утонение. При этом резко возрастает скорость раздвигания, и дальнейший спрединг крыльев рифта осуществляется за счет новообразования океанической коры в одной или нескольких близрасположенных параллельных зонах. В ходе такой эволюции разуплотненная и частично расплавленная мантия приближается к земной поверхности.

Континентальные рифты щелевого типа не находят полных аналогов среди структур акваторий, хотя, возможно, генетическое сходство с ними имеют структуры типа Северо-Балеарской впадины. Можно полагать, что по крайней мере некоторые щелевые рифты связаны с более или менее глубоко отстоящими от земной поверхности выступами аномальной мантии, расположенными в стороне от рифтов и фиксируемыми ареалами вулканических извержений. Эта связь может осуществляться путем литрического разрывообразования. Если так, то рассчитываемая в пределах рифта величина его раздвигания не отражает полного раздвигания территории, которое должно быть значительно больше и обеспечивать дефект коровых масс, возникающий при значительном опускании дна рифта и одновременном, обычно небольшом по амплитуде, поднятии поверхности Мохоровичича.

Осевое рассеянное раздвигание имело место на ранних стадиях развития континентальных рифтов, в том числе и трансформировавшихся позднее в межконтинентальные (таких, как Красноморский, Аденский рифты). Более устойчиво этот тип раздвигания, по-видимому, реализуется в краевых морях. Детальные океанологические работы в некоторых из них выявили наличие осевых зон спрединга, тогда как в других краевых морях, например, Беринговом, Охотском и, вероятно, Японском, свидетельства в пользу рассеянного спрединга достаточно убедительны. Очевидны они и для таких краевых или внутриконтиненталь-

ных впадин, как Паннонская, Эгейская, Тирренская и Карибская, в образовании которых определенную роль играет боковое сжатие и укорочение, перпендикулярное направлению расширения впадины. Вместе с тем, расширение и углубление впадин типа Паннонской, Эгейской, Южно-Балеарской и Альборанской в большей или меньшей мере обязаны подъему мантийного диаспира, предопределенному особенностями строения, сформированными в предшествовавшие этапы развития территории.

Разнообразие структур сближения обусловлено разнообразием форм реализации сжатия разной интенсивности при разных физических свойствах литосферы, подвергшейся сжатию. Для островных дуг и активных континентальных окраин характерны два главных механизма сближения: субдукция вдоль наклонной сейсмофокальной зоны и пологое пододвигание океанических масс под островную дугу или активную окраину. Наклон сейсмофокальной зоны различен у разных дуг и континентальных окраин, а местами, например, в Андах, даже вдоль единой окраины. Наиболее крутые наклоны сейсмофокальных зон, до 70–80°, отмечены у островных дуг с субокеаническим типом коры (Идзу-Марианская, Соломонова, Бисмарка, Новобританская, Кермалекская), тогда как умеренные и пологие наклоны более характерны для островных дуг с переходным или субконтинентальными типами коры и континентальных окраин.

Под камчатской частью Курило-Камчатской дуги можно предполагать сочетание четвертичных и современных перемещений вдоль сейсмофокальной зоны, наклоненной под углом около 40°, и вдоль субгоризонтальных поверхностей скольжения, в частности, по подошве коры. Такое сочетание перемещений под указанной и другими дугами и активными окраинами подтверждается сейсмологическими [Кожурин, Востриков, 1988] и геохимическими [Шараськин, Карпенко, 1987] данными.

В поясах внутриконтинентальной коллизии различаются области концентрированного надвигания или пододвигания на границах литосферных плит и блоков и области сгущивания, сплющивания, коробления и торошения литосферных масс. Описаны примеры, которые представляют скорее правило, чем исключение, отслоения и автономной деформации коровой и мантийной ча-

стей литосферы, различий в деформации нижней и верхней частей коры и, наконец, отслоения, надрывания и дисгармоничной по отношению к фундаменту складчатости осадочного чехла. Обобщая разнообразные проявления сближения литосферных масс в Альпийско-Азиатском орогеническом мегапоясе, их можно свести к четырем основным типам.

1. Простая субдукция, т.е. погружение приближающихся с юга и юго-запада горных масс, осуществляется лишь для океанской или субокеанской литосферы (Критская дуга, Юго-Восточная Азия). В ряде случаев удается показать, что такая субдукция происходит не в полном объеме литосферы: ее легкая коровая часть отслаивается и не испытывает глубокого погружения в мантию. В Критской дуге и сходных условиях субдукция дополняется встречным надвиганием горных масс прежнего северного края Тетиса.

2. Расслоение приближающихся континентальных фрагментов Гондваны на коровую и мантийную части и их автономное поведение. Коровая часть, взаимодействуя с северными плитами, микроплитами и блоками, образует покровно-складчатые структуры. Отторженная мантийная часть литосферы, относительно холодная и насыщенная реститами, будучи тяжелее окружающей мантии, погружается в нее, иногда формируя мантийные сейсмофокальные зоны. При этом погружающаяся литосфера деформируется и, как выявляется в Памятиро-Гиндукушской области, может образовывать с окружающей мантией сложные структурные ансамбли.

3. Пододвигание или надвигание приближающихся фрагментов Гондваны под или на литосферу северных плит и микролит по субгоризонтальным или наклонным поверхностям. При движении по близгоризонтальным поверхностям литосфера автохтона обычно оказывается перекрытой лишь земной корой аллохтонной плиты или только верхней частью коры (Тималай-Тибет, Памир, Карпаты и др.). При наклонном положении поверхности поддвига (Альпы) в составе аллохтона могут присутствовать значительные объемы мантийных пород. И при близгоризонтальном, и при наклонном положении сместителя масштабы перекрытия не превышают 200–300 км. Если сближение плит продолжается после достижения этой величины, прежний надвиг перестает функционировать, и перед его

фронтом возникает новый аналогичный разлом (Гималай-Памир, Загрос). Сдвигание коры создает проблему поглощения мантийной части литосферы одной из плит. Вероятно, она разрешается по вышеописанному второму типу.

4. Бульдозинг — последовательное вовлечение в деформацию и орогенез все более северных областей Евразии под давлением дрейфующих фрагментов Гондваны. В итоге суммарная деформация поперечного укорочения распределяется в широком поясе, охватывающем как область первоначальной коллизии, так и вовлеченные в деформацию области. Деформация распределяется в пределах пояса неравномерно, концентрируясь в подвижных зонах, между которыми сохраняются слабо деформированные центральные части плит, микролит и блоков. Подвижные зоны имеют сложное внутреннее строение и чаще всего характеризуются суммарным поднятием поверхности и образованием коровых корневых гор, т.е. представляют собой двояковыпуклые линзы коры. Вероятно, утолщение испытывает и мантийная часть литосферы, на что указывают пониженный тепловой поток в верхней части коры и наличие более или менее мощного слоя с промежуточными от коры к мантии значениями скоростей сейсмических волн. В условиях распределения деформации на обширной территории и, соответственно, умеренного утолщения литосферы в целом ее повсеместного тектонического расслоения может и не происходить.

Достоверные примеры крупномасштабного надвигания или пододвигания коровых блоков в неоген-четвертичное время чаще относятся к ранним стадиям этого этапа. Они описаны в Западном Средиземноморье, Карпатах (Могурский покров), на Памире и в Гималаях. Надвиги южного склона Большого Кавказа, Внешней зоны Памира, зоны Главного пограничного разлома Гималаев и Субгималаев затрагивают и четвертичные отложения.

Бульдозинг наиболее характерен для Центральной Азии, где его проявления, вызванные дрейфом Индийской плиты, охватывают пояс шириной в тысячи километров. Проявления бульдозинга постепенно ослабевают на запад к Атлантике, из чего можно заключить, что их интенсивность зависит от уменьшающихся в том же направлении мощности и степени консолидации вовлеченной в деформацию континентальной коры.

В пределах Альпийско-Азиатского орогенического пояса намечается последовательная смена тектонических форм реализации сближения плит и блоков в поперечном к поясу направлении, по мере удаления от источников деформации, которыми являются дрейфующие на север плиты Гондваны. Наиболее полно этот ряд изменений представлен к северу и северо-востоку от Индийской плиты, но с некоторыми отличиями повторяется и на периферии Аравийской плиты.

В областях, приближенных к южным плитам, в процессе интенсивного надвигания происходит общее скучивание континентальной коры. Ее верхняя часть в Гималаях, Каракоруме, Памире, Внешнем Загросе, Восточном Тавре (Битлис) представляет собой систему деформированных тектонических покровов, чешуй или складко-покровов, а общая форма таких горных сооружений, как хребты Петра Первого и Заалайский на северном фланге Памира, близка к складке-покрову, или *nappe du premier genre* [Tetmier, 1903].

На некотором удалении от фронтальных частей движущихся плит развиваются структуры коробления и сплющивания. Структуры коробления, или складки основания в понимании Э.Аргана [1935], представлены сочетанием антиклиналей горных хребтов с межгорными впадинами. Последние могли возникать двумя путями: либо как отрицательные структуры изгиба коры, либо как остаточные слабо деформированные области, форма которых была искажена изостатическим погружением, обусловленным сносом обломочного материала со смежных поднятий. Структуры этого типа наиболее полно и разнообразно проявлены в Тянь-Шане и соседних подвижных зонах Западного Китая. В Северо-Армянской дуге активных разломов поперечное укорочение территории достигается не столько короблением, сколько сплющиванием верхней части коры, при котором имеет место вращение мелких блоков, приводящее к эффекту сдвиговых смещений. Вместе с тем, происходит выжимание горных масс из области максимального сближения блоков в области меньшего давления на флангах дуги, что также выражено сдвиговыми смещениями. Подобные сдвиги и зоны сдвиговых деформаций представлены на флангах Памиро-Пенджабского синтаксиса Сурхоб-Илякской надвигово-правосдвиговой зоной, Алтынтагским левым сдвигом и другими разломами.

Еще дальше от источника коллизии складки основания как проявления коробления коры сменяются структурами торощения — блоками с разломными границами. Вдоль них преобладают сдвиговые перемещения. По структурному рисунку различаются две разновидности таких областей: во-первых, сложные сочетания разнонаправленных разломов разного кинематического типа (правых и левых сдвигов, а также взбросов и, реже, сбросов), причем тип разлома зависит от его ориентировки относительно направления регионального стресса; во-вторых, пояса разломов одного преобладающего направления с преимущественно сдвиговыми смещениями. Первая разновидность представлена в Алтае-Саянской области и Центральном Иране, а вторая — в Западной Монголии, Китае и Анатолии. В удаленных от источника коллизии частях сдвиговых поясов на участках их искривления или между соседними поясами развиваются структуры рифтового типа: Байкальская зона, Хубсугульский грабен в Северной Монголии, грабенообразная зона Шаньси, грабены Западной и Юго-Западной Анатолии. В том же направлении у разломов сдвигового типа взбросовая компонента смещений сменяется сбросовой компонентой. Это отмечено в Анатолии, Китае, Монголии и Южной Сибири. Указанная закономерность — последовательная смена по мере удаления от Индийской плиты структур сжатия структурами сдвига и затем сдвига с растяжением — была впервые проанализирована и описана П.Молнаром и П.Тарпонье [Molnar, Tarponnier, 1975; Tarponnier, Molnar, 1976].

Намечается сходство происхождения океанических желобов в зонах субдукции и предгорных прогибов с крупными надвигами на горном борту (Предгималайский, Предальпийский, Предкарпатский). В обоих случаях образование прогиба можно объяснить изгибной прочностью пододвигающейся плиты, из-за которой в погружение вовлекается и край непокрытой части [Molnar, Chop, 1978]. Его изостатическая нескомпенсированность восполняется привнесом обломочного материала и, возможно, уплотнением глубинных горизонтов. Отмечается, в частности, исчезновение или утонение коровых волноводов в пределах прогибов. Другие предгорные прогибы, не имеющие больших надвигов на горном борту, могут быть структурами отрицательного изгиба коры под действием сжатия или опус-

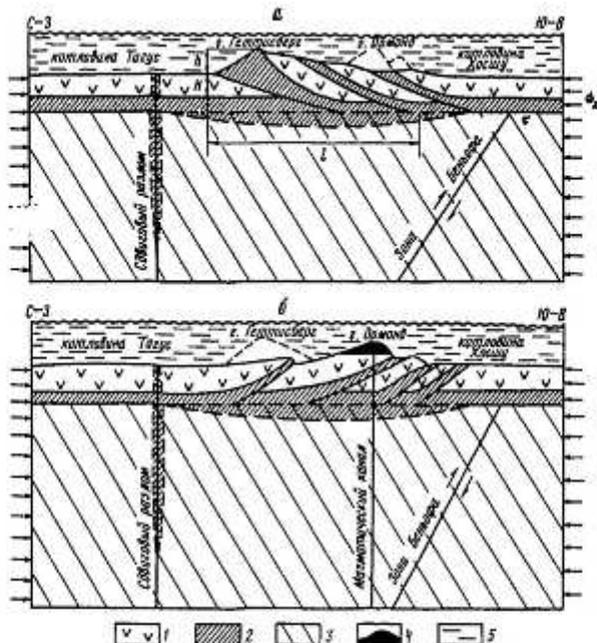


Рис. 56. Геологические разрезы через южную (а) и северную (б) части хребта Горриндж [Тектоническая расслоенность..., 1990]

1 - габбро и базальты; 2 - серпентинит; 3 - мантийная часть литосферы; 4 - щелочной базальт; 5 - вода океана

Figure 56. Geological sections transverse to the southern (a) and northern (b) parts of the thrust Gorrin Ridge [Тектоническая расслоенность..., 1990]

(1) Gabbro and basalts; (2) serpentinite; (3) the mantle part of the lithosphere; (4) alkaline basalt; (5) oceanic water

каться изостатически из-за обилия сносимого с гор обломочного материала. Эти два механизма могут действовать одновременно, дополняя друг друга.

Во внутренних частях океанов описано немного убедительных примеров структур сближения. Один из них — хребт Горриндж на Азоро-Гибралтарской активной зоне разломов в Атлантике (рис. 56). Здесь по данным геофизических наблюдений и драгирования выделено несколько наклонных друг на друга наклонных тектонических чешуй, сложенных габбро-базальтами и подстилающими их серпентинитами. Возможные аналоги этой структуры — хребт Ширшова в Беринговом море [Тектоническая расслоенность..., 1990], хребт Шатского на западе Тихого океана [Меланхолина, 1988] и некоторые другие [Соколов, 1990].

Пологие структуры коробления описаны в Центральной котловине Индийского океана [Левченко и др., 1985] и в Бенгальском заливе

[Сычев и др., 1985]. Л.И.Лобковский [Тектоническая расслоенность..., 1990] рассматривает их как начальную стадию образования чешуйчатой структуры типа хребта Горриндж, связывая такое преобразование с устойчивым боковым сжатием и развитием изгибной неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя океанической коры, подстилаемого пластичными серпентинитами.

Если отвлечься от многочисленных и разнообразных по происхождению сдвигов, развивающихся в условиях сближения литосферных плит, коровых пластин и блоков, то к числу структур собственно сдвигания могут быть отнесены только трансформные разломы. Их проявления на континентах и в океанах различны. Сдвиги континентов чаще имеют взбросовую, чем сбросовую, составляющую перемещений, тогда как активные отрезки трансформных зон океанов при детальном изучении чаще обнаруживают признаки по-

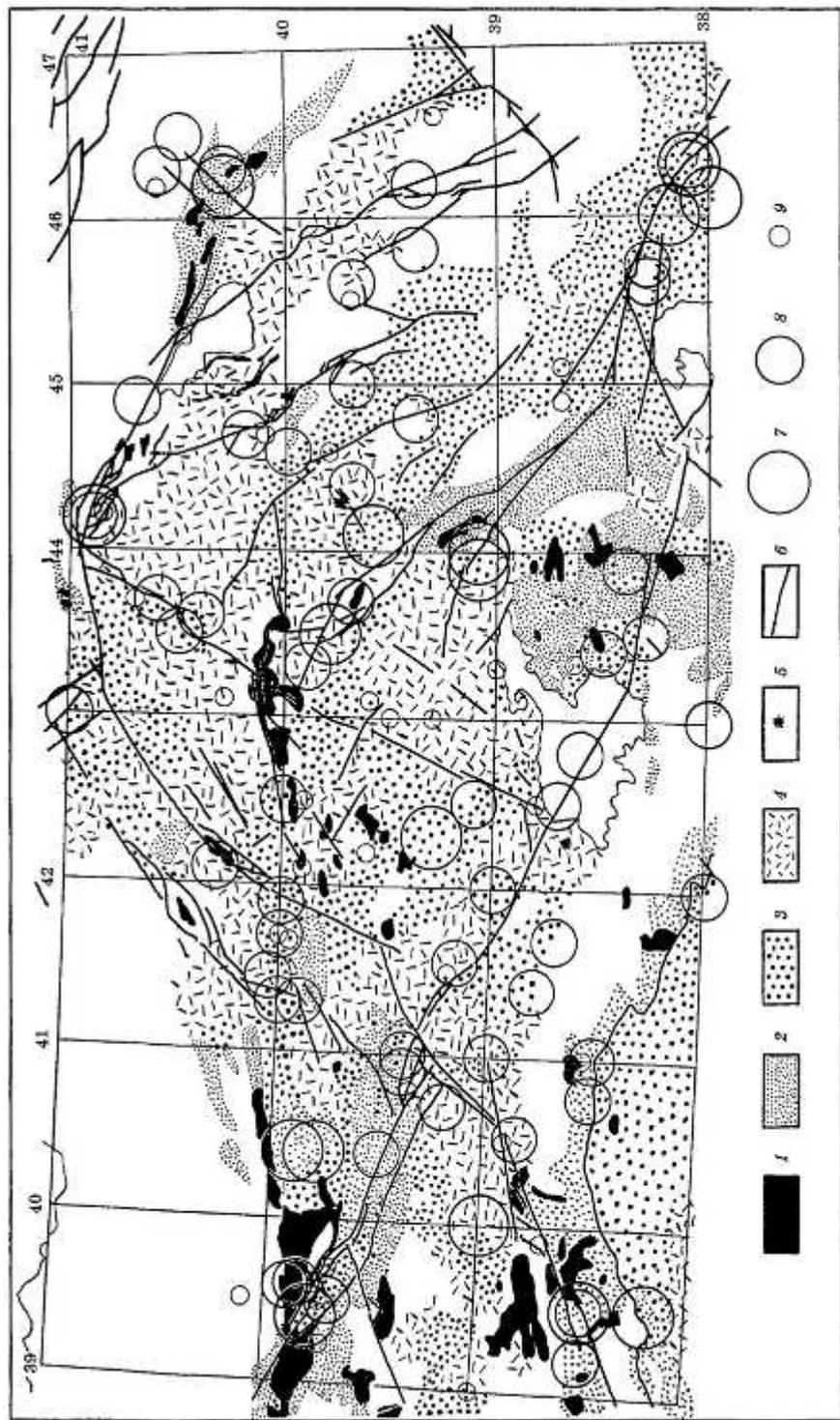


Рис. 57. Совокупление положения офиолитовых зон и эпицентров сильных землетрясений XX столетия в Армении и на соседних территориях, по данным: [Ишанова, Трифорова, 1993], с дополнениями  
 1 - ультрабазиты; 2 - серпентинитовый меланж; 3 - палеоген-квaternарный меланж; 4 - активные разломы; 5-9 - эпицентры землетрясений с магнитудами: 7 - 7,0-7,6, 8 - 6,0-6,9, 9 - 5,5-5,9

Figure 57. Correlation of the ophiolite zones and epicentres of strong earthquakes of the 20<sup>th</sup> century in Armenia and the adjacent countries, after [Ишанова, Трифорова, 1993] with additions  
 (1) Ultrabasites; (2) serpentinite melange; (3) Neogene-Quaternary melange, often undecified by the ophiolite basement; (4) major active volcanoes; (5-9) epicentres of earthquakes with magnitudes: (7) 7.0-7.8, (8) 6.0-6.9, (9) 5.5-5.9

перечного или косога растяжения, сопровождающего латеральное перемещение плит, нежели их сжатия. Преобладание растяжения выражается в том, что трансформные зоны часто имеют грабеобразное строение, а поднятие крыльев депрессии относительно абиссали меньше опускания осевой части трансформной зоны [Дубинин, 1987]. Даже тогда, когда одно из крыльев значительно поднято вблизи разлома над соседней абиссалью, это в ряде случаев объясняется не компонентой сжатия, проявления которого в подобных ситуациях описаны [Bonatti, Crane, 1982], а протрузией мантийного материала, которая возможна и в условиях растяжения.

Другое важное различие океанических и континентальных трансформных зон — в структурном рисунке сопровождающих нарушений и деформаций. Рассмотренные выше сочетания новейших разломов Центральной Азии показали, что крупные континентальные сдвиги нередко сопровождаются структурами сжатия или растяжения, которые, как правило, ориентированы под острыми углами к сдвигам. Таково, например, расположение субширотных сдвиговых зон Тункино-Мондинской и Северо-Восточного Прибайкалья по отношению к Байкальскому рифту, простирающемуся на северо-восток, или Таласо-Ферганского сдвига северо-западного простираения по отношению к оперяющим его юго-восточное окончание субширотным антиклинальным хребтам сжатия. В отличие от них рифтовые зоны и связывающие их трансформные разломы океанов обычно взаимно перпендикулярны. Общей чертой океанических и континентальных трансформных разломов является то, что на ранних стадиях развития они нередко выражены в верхнекоровом слое рядами эшелонированных структур: коротких рифтов в океанах и структур сжатия или растяжения на континентах.

Под структурами отражения понимаются тектонические формы, развивающиеся в верхнекоровом слое над длительно функционирующими глубинными образованиями. В новейшей структуре они обычно представлены проявлениями вулканотектоники, вулканической и флюидогазовой активности, а также сводовыми и депрессионными формами. Примерами таких структур являются хорошо известные из литературы цепочки омолаживающихся в одном направлении

вулканов, развивающихся в литосфере, перемещающейся над «горячими» точками. Заметим, однако, что «горячие» глубинные диапиры могут иметь разнообразную и, в частности, линейную форму, разную длительность существования и по-разному отражаться в поверхностных структурах на стадиях активного воздымания и последующего остывания [Чекунов, 1991]. Все это создает большое разнообразие рассматриваемого класса структур.

В отличие от перечисленных тектонических образований, создаваемых внешними динамическими воздействиями, тектонические эффекты уплотнения и разуплотнения возникают за счет преобразований вещества *in situ*. Обычно они проявляются не самостоятельно, а в формах смешанного происхождения, накладываясь на структурообразующие эффекты других тектонических процессов. Наиболее тектонически значимыми представляются процессы уплотнения, связанные с глубинными преобразованиями ряда силикатов в шпинель и гранат, т.е. процессы гранулитизации и эклогитизации пород земной коры. Как было показано выше, такого рода преобразования могли участвовать в формировании и развитии Байкальского рифта, Паннонской, Эгейской и других впадин Альпийско-Азиатского орогенического пояса.

Разуплотнение может быть термическим, механическим (дилатансия) и связанным с существенными преобразованиями. Явления разогрева пород литосферы, очевидно, сопровождаются подъемом легких глубинных масс и тем самым участвуют в формировании сводовых поднятий, например, при континентальном рифтогенезе. Примером разуплотнения при минеральных преобразованиях может служить превращение оливинсодержащих ультрабазитов в серпентинит. Неотектонический эффект этого процесса выражен приуроченностью большинства сильнейших землетрясений XX века на Малом Кавказе и в Восточной Анатолии к зонам серпентинсодержащих офиолитовых комплексов (рис. 57) [Иванова, Трифонов, 1993]. Тектонически значимой представляется роль дилатансии и серпентинизации в создании разупрочненных слоев земной коры, по которым могут происходить срыв и латеральное перемещение верхних горизонтов коры относительно нижних и коры в целом относительно мантии.

### 3.1. Режимы современных тектонических движений

#### 3.1.1. Типы режимов современных движений в активных зонах

Существующие методы изучения тектонических процессов геологического прошлого, опирающиеся на анализ изменений фаций и мощностей отложений и палеомагнитные реконструкции, позволяют определять лишь усредненные скорости движений за продолжительные интервалы времени. И в предыдущих главах, рассматривая неотектонические образования, мы также оперировали средними скоростями, лишь отнесенными благодаря возможности детализировать картину, к более коротким временным интервалам. Однако известны геологические образования, возникающие при переменной скорости тектонических движений, причем скорость изменялась быстро и многократно. Таковы, по-видимому, флишевые толщи и комплексы параллельных даек. Расшифровка сложных структурных ансамблей, возникающих в условиях изменчивого поля напряжений и разнообразия реакций среды на его воздействия, требует знания реальной механики разрушения и деформации горных пород. Для понимания всего этого необходимы исследования изменений скоростей тектонических процессов не в геологически усредненном, а в реальном масштабе времени, т.е. изучения режима тектонических движений.

Не имея пока возможности определять с достаточной точностью режимы движений геологического прошлого, тектонисты проявляют все больший интерес к режимам современных движений, изучаемых методами повторных геодезичес-

ких наблюдений. Уже первые обобщения результатов таких наблюдений [Мещеряков, Синягина, 1961] обнаружили, что выявляемая скорость современных перемещений нередко существенно превосходит среднюю скорость движения тех же структур за более длительные интервалы времени по геолого-геоморфологическим данным. Поэтому возникло предположение, что различие скоростей обусловлено возвратно-колебательным характером современных движений, причем периоды колебаний могут варьировать от часов и дней до нескольких лет и даже столетий. В дальнейшем такие колебания скоростей современных вертикальных движений вплоть до смены их знака были обнаружены сопоставлением результатов последовательных циклов наблюдений, повторенных через несколько лет, в Прибалтике [Желнин, 1965], Прикаспии [Лилиенберг, Ященко, 1989] и других регионах [Кафтан, Серебрякова, 1990].

Более детальные и продолжительные геодезические наблюдения обнаружили в крупных зонах платформенных разломов высокочастотные флуктуации скоростей вертикальных движений, достигающие нескольких миллиметров в год. К.Ф.Тяпки и Ф.Г.Бондарук [1988] показали такие пространственно-временные вариации в Кирово-Ворожье. В предыдущей главе упоминались подобные результаты, полученные в Днепро-Донецкой впадине [Сидоров и др., 1989]. Более определенные доказательства короткопериодных возвратных колебаний получены в подвижных поясах. Так, длительные геодезические наблюдения на Гармском [Пусева и др., 1979] и Файзабадском [Устинов, 1987] участках активной зоны южного фланга Тянь-Шаня показали, что на относительно медленное направленное движение в зоне разлома накладываются короткопериодные

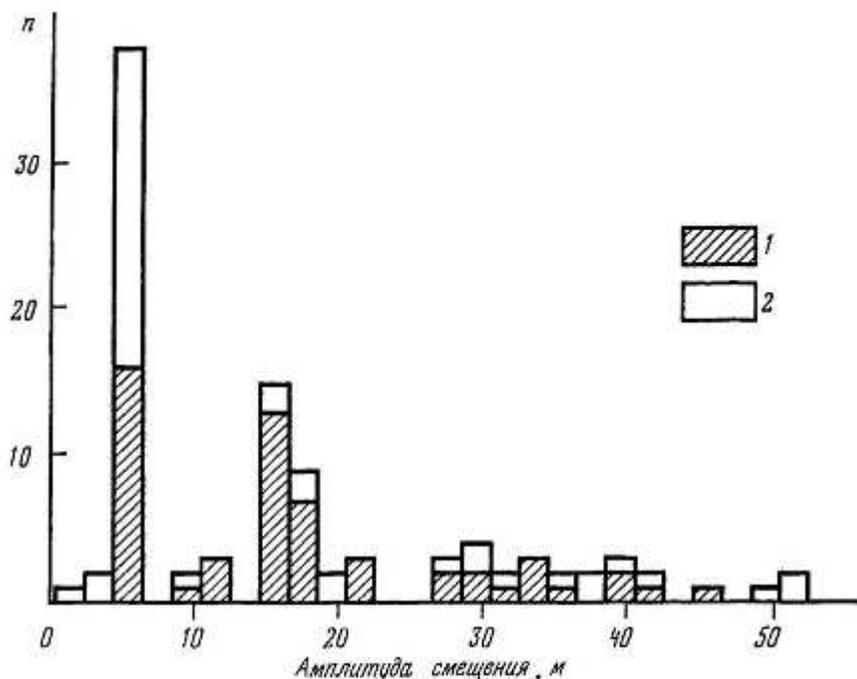


Рис. 58. Гистограмма распределения левых смещений мелких форм рельефа вдоль центральной части Хангайского разлома, Северная Монголия [Трифонов, 1985]

1 - смещения, измеренные на северном склоне хребта Даган-Дэл; 2 - смещения, измеренные на других участках разлома

Figure 58. Histogram of distribution of different sinistral offsets of minor landforms on the central part of the Khangay fault, the Northern Mongolia [Трифонов, 1985]

(1) Offsets in the northern slope of the Dagan-Del Ridge; (2) offsets on other segments of the fault

(не продолжительнее дней или недель) флуктуации вплоть до смены знака, многократно превышающие по величине трендовую компоненту. Уникальны результаты повторного нивелирования, выполнявшиеся с ноября 1989 г. на геодезической линии длиной 2,8 км в Центральной Камчатке севернее г. Петропавловска [Churikov, 1995]. Наблюдения проводились еженедельно в течение 800 дней. Они выявили весьма быстрые (не дольше недели) относительные смещения конечных пунктов сети амплитудой в несколько миллиметров и максимум до 10 мм. На них накладываются сезонные вариации. Но в итоге за 2,5 года наблюдений конечные пункты геодезической сети остались примерно в том же относительном положении, что и в начале. Последний пример свидетельствует о существовании активных структур (разломов, блоков, зон трещиноватости), которые, характеризуясь сейчас ничтожной трендовой составляющей движений, испытывают их значи-

тельные короткопериодные флуктуации. Вероятно, такие структуры достаточно широко распространены в относительно стабильных областях, и их следует иметь в виду при геодинамических построениях.

Для многих активных зон периоды проведения инструментальных наблюдений недостаточны, чтобы создать истинное представление о режиме движений. Необходимо изучать более продолжительный интервал времени — голоцен, а иногда и конец плейстоцена. Это удастся сделать геолого-геоморфологическими методами [Трифонов, 1985], причем наиболее интересный материал получен для зон сдвигов. В них минимально по сравнению с другими типами разломов проявляется действие локальных факторов, вызывающих нерегулярные колебания величин смещений вкост направления движений, и поэтому более отчетливо проступают общие закономерности. Геолого-геоморфологическое изучение голоценовых и со-

временных перемещений по разломам показало (насколько позволяет судить точность метода), что в течение последних тысяч и десятков тысяч лет перемещения происходят однонаправленно, но их интенсивность изменяется со временем. По особенностям таких изменений различаются три типа режимов движений – импульсный, импульсно-криповый, криповый.

Импульсный режим характеризуется редкими перемещениями при катастрофических ( $M \geq 7,5$ ) землетрясениях, когда в зоне разлома протяженностью в сотни километров практически мгновенно возникает смещение в несколько метров. Такому импульсу предшествует период покоя продолжительностью от первых сотен до тысячи и более лет, в течение которого заметных перемещений не происходит.

При импульсно-криповом режиме движений, широко, если не наиболее распространенном в активных зонах, суммарное смещение также складывается главным образом из подвижек при сильных ( $M \geq 6,5$ ) землетрясениях, но более или менее значительная доля перемещений приходится на более слабые толчки и местами медленные движения (крип). Периоды относительного покоя между сильными сейсмическими импульсами могут быть не столь велики, как в структурах с импульсным режимом. В островных дугах Тихого океана, для которых характерен импульсно-криповый режим современного тектонического развития, эти периоды, как правило, не превышают 200 лет [Федотов, 1968].

При криповом режиме ведущая роль в суммарном смещении принадлежит непрерывным медленным движениям. Так развивается, например, Сурхоб-Илякская зона активных разломов на северо-западном обрамлении Памира [Pevnev et al., 1975]. Здесь по Сурхобскому надвигу скорость современного крипа достигает 20 мм/год, испытывая, как отмечено выше [Гусева и др., 1979], значительные временные вариации. Подобные вариации отмечены и в зоне правого сдвига Калаверас в Калифорнии: в 1910–1929 гг. там скорость крипа была мала, затем возросла до 8 мм/год, а после 1961 г. достигла 17 мм/год [Roger, Nason, 1968]. Слабые землетрясения в структурах с криповым режимом происходят очень часто, а землетрясения средней силы повторяются через десятки лет. На участке разлома Сан-Андреас в Калифорнии между Лос-Гатосом и пос. Чолам,

для которого характерен именно такой режим движений, выявлено ускорение крипа в течение нескольких лет перед и после землетрясений средней силы ( $M = 5-5,5$ ) в июле–августе 1966 г. [Allen, Smith, 1966; Proceedings..., 1968, p. 94–108] и после землетрясений средней силы ( $M = 4-5$ ) в 1971–1973 гг. [Burford et al., 1973].

### *3.1.2. Примеры развития разломов с различными режимами движений*

Тот или иной режим современных движений может охватывать весь активный разлом или только его часть. Соответственно различаются разломы с единообразным режимом голоценовых и современных движений на всем их протяжении (синхронное развитие) и разломы, разные участки которых развиваются по-разному (асинхронное развитие).

Типичный пример синхронного развития представляет субширотный Хангайский разлом в Северной Монголии (см. рис. 14, 47), вдоль которого на протяжении 450 км зарегистрированы позднечетвертичные левосдвиговые смещения. 23 июля 1905 г. произошло Хангайское землетрясение магнитудой 8,3, при котором на 370-километровом участке разлома имел место левый сдвиг амплитудой до 5,5 м (см. рис. 49, а). Смещение охватило, таким образом, более 80% длины активного разлома. Никаких проявлений активности разлома после 1905 г. не обнаружено.

Чтобы выяснить, насколько подобные сейсмические катастрофы характерны для зоны Хангайского разлома, на его 15-километровом отрезке по северному склону хребта Даган-Дэл были определены амплитуды голоценовых смещений всех ложбин, оврагов и других форм рельефа, пересеченных разломом. Построенная на основе этих определений гистограмма (рис. 58) показала, что для рассматриваемого отрезка разлома характерны смещения (в м) на  $5,5 \pm 0,5$ ;  $11 \pm 1$ ;  $16,5 \pm 1,5$ ;  $22 \pm 0,5$ ;  $28,5 \pm 1,5$ ;  $33 \pm 1$ ;  $40 \pm 1$ ;  $45 \pm 1$ , тогда как промежуточные величины смещений малочисленны или отсутствуют. Первый из указанных максимумов соответствует подвижке при землетрясении 23 июля 1905 г. Очевидно, остальные максимумы характеризуют суммы этой подвижки и предшествовавших импульсов движений, связанных с такими же сейсмическими событиями и отразившихся в смещениях форм рельефа, которые уже существовали во время тех событий. Показатель-

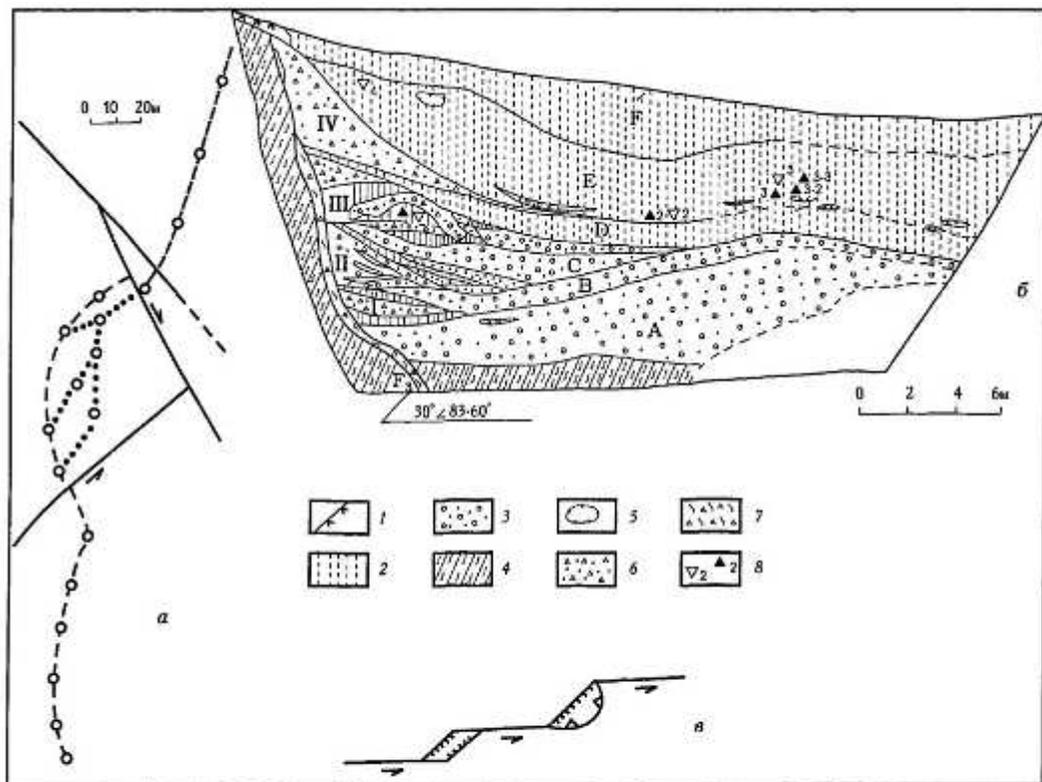


Рис. 59(а,б,в). Признаки сильных голоценовых землетрясений в некоторых зонах активных разломов

а - смещение древней подземной ирригационной системы по Главному Копетдагскому разлому [Трифонов, 1995]

б - разрез через центральную часть разлома Хайюань, Китай [Deng Quidong, Zhang Weigi, 1990]; следы сильных землетрясений представлены коллювиальными клиновидными линзами в лёссе и алевролите; 1 - эродированный лёсс; 2 - лёсс; 3 - песок; 4 - докембрийские сланцы и мраморы; 5 - пещера; 6 - гравий; 7 - брекчия; 8 - места отбора и номера термолюминисцентной и радиоуглеродной проб; А-Е - археологические слои; I-IV - номера коллювиальных клиньев, образованных сильными землетрясениями

в - принципиальная схема образования мелких впадин типа pull-apart и котловин подпруживания долины встречными сбросовыми уступами в Хангайской левосторонней зоне, Северная Монголия [Трифонов, 1995]

Figure 59(a,b,c). Signs of Holocene strong earthquakes in some active fault zones

(a) Offsets of the ancient underground irrigation channels on the Main Copet Dagh fault [Trifonov, 1995]; the reconstructed segments of the channel are shown by dots

(b) Section transverse to the central part of the Haiyuan fault, China [Deng Quidong, Zhang Weigi, 1990]; the signs of strong earthquakes are represented by colluvium wedges in loess and silt; (1) eroded loess; (2) loess; (3) sand; (4) Precambrian shists and marbles; (5) cave; (6) gravel; (7) breccia; (8) sites of collecting and numbers of the termo-luminiscent and  $^{14}\text{C}$  samples; (A-F) archeological layers; (I-IV) numbers of colluvium wedges, formed by strong earthquakes

(c) Principal scheme of formation of small pull-apart basin and pit behind the normal-fault scarp on the Khangay sinistral fault zone, the Northern Mongolia [Trifonov, 1995]

но, что подвижка при каждом более раннем импульсе наращивала суммарное смещение по разлому на примерно одинаковую величину – около 5,5 м, т.е. геологический эффект и, вероятно, энергетические параметры древних землетрясений были сходны с катастрофой 1905 г. Для проверки полученных результатов был изучен другой 10-километровый отрезок разлома юго-восточнее пос. Дзун-Хангай. Большинство максимумов голоценовых смещений подтвердилось.

На отдельных участках Хангайский разлом от-

клоняется от генерального широтного направления к северо-востоку, и в таких местах появляется растягивающая компонента смещений. Образуются грабены и сбросовые уступы, с которыми связаны замкнутые котловины и подпруживания ручьев и оврагов (рис. 59,в). В периоды покоя уступы-запруды промываются ручьями, а впадины заполняются обломочным материалом со склонов. После очередного импульса движений подпруживающие уступы возобновляются, а замкнутые котловины углубляются. И те, и другие неред-

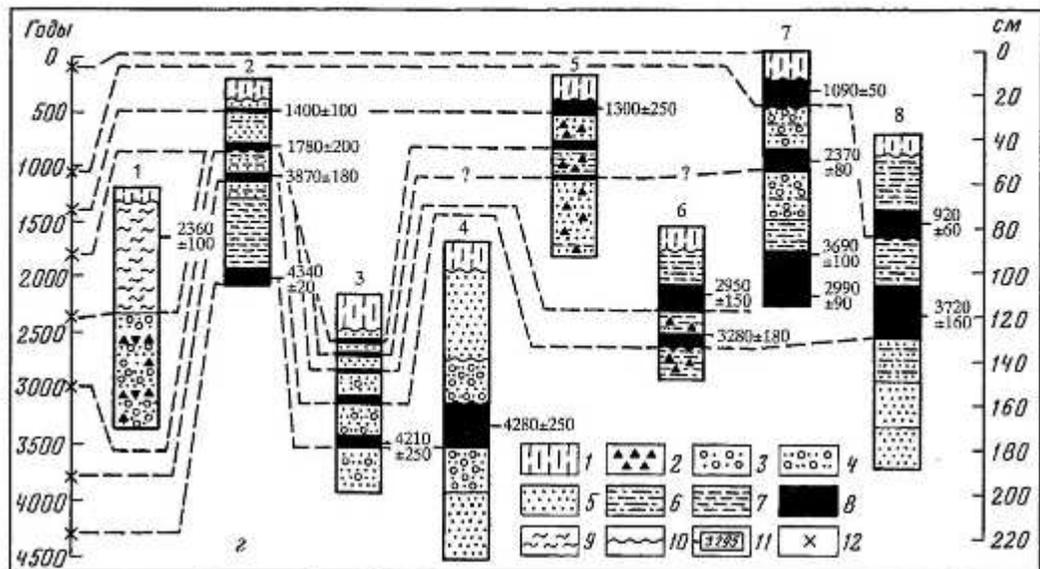


Рис. 59(з). Признаки сильных голоценовых землетрясений в некоторых зонах активных разломов  
 z - сопоставление голоценовых разрезов мелких впадин в Хангайской зоне разломов [Трифонов, 1985]; приведены места отбора проб для  $^{14}\text{C}$  датирования, выполненного Л.Д. Сулержицким; следы сильных землетрясений представлены озерно-болотными отложениями: 1 - почва; 2 - щебень; 3 - гравий; 4 - грубый песок; 5 - мелкий песок; 6 - алевролит; 7 - глина; 8 - глина с органикой; 9 - торф; 10 - разрыв; 11 - место отбора и номер радиоуглеродной пробы; 12 - идентификация катастрофического землетрясения на временной шкале

Figure 59(z). Signs of Holocene strong earthquakes in some active fault zones  
 (z) Correlation of the Holocene basin and pit deposits in the Khangay fault zone [Трифонов, 1985]; the  $^{14}\text{C}$  dating was made by L. D. Sulzerzhitskiy in the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; the signs of strong earthquakes are represented by lacustrine and swamp deposits: (1) soil; (2) stones; (3) gravel; (4) coarse sand; (5) fine sand; (6) silt; (7) clay; (8) clay with organics; (9) peat; (10) inconformity; (11) site of collecting and number of the  $^{14}\text{C}$  sample; (12) identification of catastrophic earthquake in the time scale

ко становятся маленькими озерами, в которых осаждаются тонкообломочный, насыщенный органикой материал. Его возраст, который в ряде случаев удалось определить углеродным методом, близок к возрасту сейсмического импульса. Так, на берегах небольшого озера Уртын-Нур, возникшего в восточной части Хангайского разлома из-за грабенообразного проседания и подпруживания ручья системой сбросов, помимо следов землетрясений 1905 г., сохранились озерно-болотные отложения, связанные с четырьмя предшествовавшими импульсами движений. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте РАН:  $920 \pm 60$  –  $1090 \pm 50$ ;  $2380 \pm 80$ ;  $2690 \pm 110$  –  $2990 \pm 90$  и  $3720 \pm 160$  лет. Сопоставление разрезов оз. Уртын-Нур с разрезами других грабенообразных и подпружных котловин зоны разлома (рис. 59, г) позволило предположить, что сейсми-

ческие импульсы, подобные землетрясению 1905 г., имели место в зоне Хангайского разлома примерно 1050, 1400, 1800, 2400, 3000, 3800 и 4300 лет назад. Отсюда средняя повторяемость таких землетрясений около 600 лет, что дает усредненную скорость движения по разлому 9–10 мм/год.

Такой же режим голоценовых движений выявлен в зоне субширотного Долинноозерского левого сдвига в Гобийском Алтае (см. рис. 14, 47). Последнее катастрофическое землетрясение ( $M = 8,0$ ) произошло здесь 4 декабря 1957 г. При этом на 278-километровом отрезке разлома возникло левосдвиговое и взбросо-сдвиговое смещение амплитудой до 5 м (см. рис. 49, е). В прежних публикациях [Тоби-Алтайское землетрясение, 1963; Лукьянов, 1963] для отдельных участков сейсмогенной зоны приводились более высокие амплитуды сдвига 1957 г. – до 8 м. Наши исследования [Трифонов, Макаров, 1988] показали,

однако, что на таких участках, скорее всего, были объединены последствия двух последних землетрясений. Подобным же образом, вероятно, были завышены местами амплитуды сдвиговых смещений по Эртайскому разлому (см. рис. 49, б) при Монголо-Алтайском (Фузюньском) землетрясении 1931 г. [Shi Jianhang et al., 1984]. На 12-километровом участке Долиноозерского разлома восточнее родника Улан-Булак, где амплитуда сдвига 1957 г. возрастает с запада на восток от 2,7 до 3,3 м, нами были измерены все сдвиговые смещения оврагов и других молодых форм рельефа, пересеченных разломом. Обнаружены максимумы смещений, отличающиеся один от другого на  $3,0 \pm 0,5$  м (рис. 60). Морфологические особенности смещенных оврагов дают основание полагать, что катастрофические землетрясения происходили здесь чаще, чем в зоне Хангайского разлома.

Более сложный пример – 1400-километровая зона Северо-Анатолийских правых сдвигов, взбросо-сдвигов и сбросо-сдвигов. По-видимому, эта зона развивается частично в импульсном, частично в импульсно-криповом режимах. Если импульсность движений с очевидностью проявилась на разных участках Северо-Анатолийской зоны при сильных исторических землетрясениях, то убедительные свидетельства крипа обнаружены пока лишь в одном месте на западе зоны – возле с. Исмет-Паша [Ambraseys, 1970; Barka 1992], где искривлена и смещена вправо ограда дорожно-ремонтной станции. Ограда была сооружена весной 1957 г. после того, как этот участок разлома испытал смещения при сильных землетрясениях 1944 и 1951 гг. При его посещении весной 1969 г. Н. Амбрейсис [Ambraseys, 1970] обнаружил смещение ограды на 24 см, что дало скорость сдвига 20 мм/год. Посетив то же место в мае 1992 г., Т. П. Иванова, А. С. Караханян, А. Чатзипетрос, Е. Виттори и автор обнаружили смещение ограды на 30 см, что указывает на замедление движений до 1,6 мм/год.

Сильная сейсмичность Северо-Анатолийской зоны распределена во времени неравномерно. С 1912 по 1992 гг. здесь произошло 11 землетрясений с  $M \geq 6$ , а вместе с юго-восточным продолжением зоны в районе оз. Ван – 16 таких землетрясений (рис. 61). За три предшествующих столетия в пределах зоны зафиксировано лишь 5 подобных землетрясений, а вместе с районом оз.

Ван – 11 [Ambraseys, 1975, 1989]. А. С. Караханян и А. О. Асатрян [Трифонов et al., 1994] проанализировали сильные исторические землетрясения в восточной части Северо-Анатолийской зоны за последние 2000 лет и убедились, что в их временной последовательности намечается цикличность, и предыдущая эпоха активизации, подобная XX столетию, закончилась более 300 лет назад. Конечно, исторические сведения о сейсмичности прошлого неполные, но, как показал опыт изучения материалов по многим странам с продолжительной письменной историей, коровые землетрясения с  $M \geq 6$  в обжитых районах настолько катастрофичны, что обычно находят отражение в тех или иных документах эпохи. Поэтому приведенные данные о вариации сейсмичности кажутся достаточно представительными.

Итак, в отличие от Хангайской зоны разломов, тектоническая активизация Северо-Анатолийской зоны в XX столетии выразилась не одним, а серией сильных землетрясений. Она началась землетрясениями с магнитудами 7,4 и 7,2 на окончаниях зоны [Alien, 1975; Tchalenko, Braud, 1974]. Затем, с 1939 по 1944 гг. активизировалась последовательно с востока на запад центральная часть зоны. Позднее, с 1949 по 1992 гг., «заполнялись» интервалы между центральной частью и окончаниями. В итоге за 80 лет 80% длины Северо-Анатолийской зоны оказались активизированными, испытав суммарный правый сдвиг до 4,5 м, а в эпицентральной области сильнейшего землетрясения 1939 г., возможно, до 7,5 м [Barka, 1992]. Вертикальная составляющая смещений изменчива: как правило, она не превысила 2,5 м, но на двух непротяженных участках достигла 5 м, причем чаще поднималось северное крыло [Pavoni, 1961; Ambraseys, 1970, 1975, 1988; Wallace, 1968a]. По геологическим последствиям эта серия землетрясений представляет собой импульс движений, аналогичный импульсу 1905 г. в зоне Хангайского разлома, но растянутый во времени на несколько десятилетий. Показательно, что маргинальные участки зоны, не испытавшие в XX в. столь значительных смещений, как ее центральная часть, в предшествующие три столетия отличались более высокой сейсмичностью.

В отличие от активных зон типа Хангайской и Северо-Анатолийской разные участки асинхронно развивающихся активных зон испытывают ускорения движений в разное время и с разной пе-

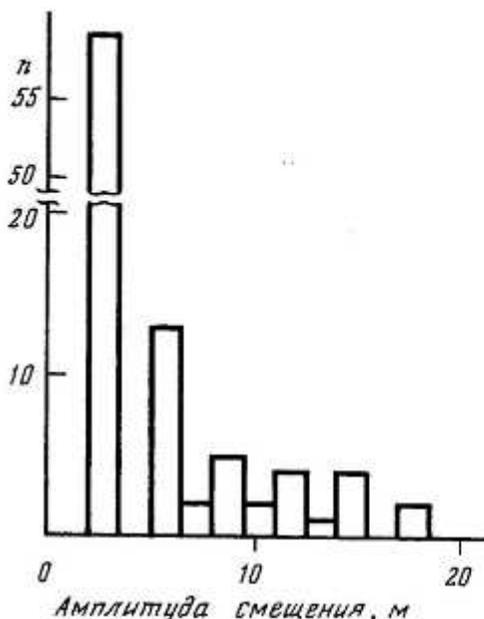


Рис. 60. Гистограмма распределения левых смещений мелких форм рельефа вдоль 12-километрового отрезка Долинозверского разлома восточнее родника Улан-Булак, Гобийский Алтай, Юго-Западная Монголия [Трифонов, 1985]

Figure 60. Histogram of distribution of different sinistral offsets of minor landforms on the 12-km segment of the Dolinozversky fault eastward the Ulan-Bulak spring, Gobi Altai, the southwestern Mongolia [Трифонов, 1985]

риодичностью. В зависимости от соотношений времени и характера подвижек на таких участках среди изученных асинхронно развивающихся зон намечены три группы. Участки активной зоны, относимой к первой группе, различаются лишь временем главного импульса при сходном импульсно-криповом режиме развития на всем протяжении зоны. Во второй группе участки активной зоны различаются режимами движений. Если в обеих группах активных зон позднеголоценовые подвижки так или иначе происходят на всем их протяжении, то в третьей группе такими движениями охвачена лишь часть активной зоны. Другие ее участки сейчас испытывают лишь слабые смещения, но характеризовались максимальными для данной зоны подвижками прежде, в раннем голоцене или позднем плейстоцене. Поэтому можно предполагать длиннопериодную, через тысячи или десятки тысяч лет, миграцию участков наибольших перемещений вдоль активных зон третьей группы.

Примерами асинхронно развивающихся зон первой группы являются островные дуги и активные материковые окраины Тихого океана. Основная часть сейсмической энергии на глубинах до 70 км в каждом участке таких зон выделяется при катастрофических землетрясениях с магнитудами  $M \geq 7,0$ . Тогда же происходят и наиболее значи-

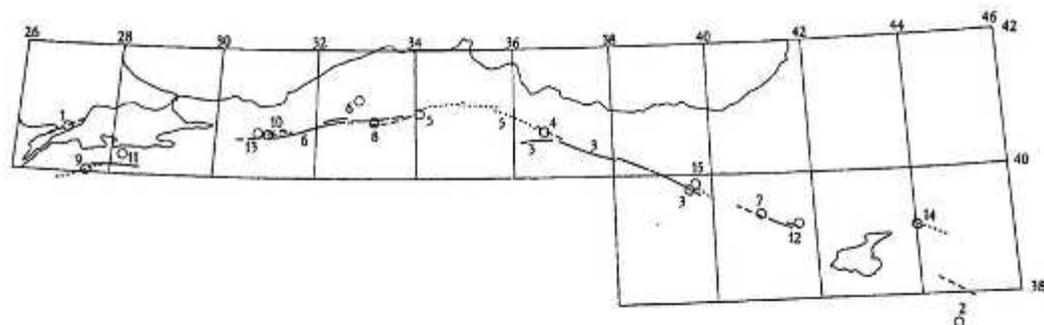


Рис. 61. Сейсмические разрывы и эпицентры сильных землетрясений XX столетия в Северо-Анатолийской зоне разломов [Ambraseys, 1970, 1975, 1988, 1989]

Dates and magnitudes  $M$  of earthquakes: 1 - 09.08.1912 ( $M=7,3$ ), 2 - 06.05.1930 ( $M=7,3$ ), 3 - 26.12.1939 ( $M=7,8$ ), 4 - 20.12.1942 ( $M=7,0$ ), 5 - 26.11.1943 ( $M=7,3$ ), 6 - 01.02.1944 ( $M=7,3$ ), 7 - 17.08.1949 ( $M=7,0$ ), 8 - 13.08.1951 ( $M=6,8$ ), 9 - 18.03.1953 ( $M=7,2$ ), 10 - 26.05.1957 ( $M=7,1$ ), 11 - 06.10.1964 ( $M=6,8$ ), 12 - 19.08.1966 ( $M=6,8$ ), 13 - 22.07.1967 ( $M=7,1$ ), 14 - 22.07.1976 ( $M=7,5$ ), 15 - 13.03.1992 ( $M=6,7$ )

Figure 61. Seismic ruptures and epicentres of strong earthquakes of the 20<sup>th</sup> century in the North Anatolian fault zone [Ambraseys, 1970, 1975, 1988, 1989]

Dates and magnitudes  $M$  of the earthquakes: 1 - 09.08.1912 ( $M=7,3$ ), 2 - 06.05.1930 ( $M=7,3$ ), 3 - 26.12.1939 ( $M=7,8$ ), 4 - 20.12.1942 ( $M=7,0$ ), 5 - 26.11.1943 ( $M=7,3$ ), 6 - 01.02.1944 ( $M=7,3$ ), 7 - 17.08.1949 ( $M=7,0$ ), 8 - 13.08.1951 ( $M=6,8$ ), 9 - 18.03.1953 ( $M=7,2$ ), 10 - 26.05.1957 ( $M=7,1$ ), 11 - 06.10.1964 ( $M=6,8$ ), 12 - 19.08.1966 ( $M=6,8$ ), 13 - 22.07.1967 ( $M=7,1$ ), 14 - 22.07.1976 ( $M=7,5$ ), 15 - 13.03.1992 ( $M=6,7$ )

тельные, до нескольких метров, перемещения земной поверхности. Участок активной зоны, охваченный смещением при катастрофическом землетрясении, обычно имеет протяженность 100–300 км. Повторяемость катастрофических землетрясений в каждом таком участке Курило-Камчатской и Японской островных дуг С.А. Федотов [1968] оценивает в  $140 \pm 60$  лет. Примерно такую же (100–200 лет) величину она имеет в других активных структурах Тихоокеанского обрамления. В периоды между катастрофами происходят более слабые землетрясения и иногда крип. Катастрофические землетрясения последовательно охватывают разные участки островной дуги или активной материковой окраины. Успешные попытки прогнозирования мест будущих катастрофических землетрясений, основанные на последовательности их возникновения на разных участках активной зоны, свидетельствуют об однородности условий современного тектогенеза. По существу, такие участки различаются лишь фазами сейсмотектонического цикла. Не вполне ясно, устойчивы ли эти участки в течение длительного времени, например, голоцена. Данные об исторических землетрясениях Японии, охватывающие промежутки времени почти полторы тысячи лет, как-будто указывают на стабильное положение участков. При особо сильных Чилийском 1960 г. ( $M \geq 8,5$ ) и Аляскинском 1964 г. ( $M \geq 8,4$ ) землетрясениях разделение на подобные участки было нарушено. Движения распространились вдоль активных зон на 800–1000 км, а подвижки достигали 20 м. Но такие события исключительны.

Примером асинхронно развивающейся активной зоны второй группы является простирающийся на северо-запад 1000-километровый правый сдвиг Сан-Андреас. Голоценовые и даже исторические подвижки известны на всем протяжении разлома, но его участки различаются их величинами и распределением во времени [Wallace, 1970; Allen, 1975; Brown et al., 1992]. Два участка зоны разлома: северный – от мыса Мендосино до Лос-Гатоса (400 км) и южный – от пос. Чолам до перевала Кахон (308 км) характеризуются редкими катастрофическими землетрясениями с магнитудами  $M \geq 8$ . На северном участке такой катастрофой было Сан-Франциско землетрясение 1906 г. с правосдвиговым смещением до 5 м. На южном участке последним было Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г., при котором

вдоль разлома произошел правый сдвиг на расстояние до 9–12 м [Wallace, 1968b]. После землетрясения наступил период покоя, в течение которого 30-летние наблюдения с помощью триангуляционных сетей не обнаружили, как и на северном участке, признаков крипа [Meade, 1963], а измерения 1959–1973 гг. с помощью деформографов показали крайне низкую скорость деформации, а местами ее полное отсутствие [Savage et al., 1973]. Низка и современная сейсмичность обоих участков [Brown et al., 1992].

На гистограмме правосдвиговых смещений оврагов между пос. Чолам и пунктом Камп Дикс (110 км) помимо максимума 9–12 м, связанного с землетрясением 1857 г., намечаются максимумы 15–18, 21–24 и 27–30 м, вероятно, связанные с более ранними катастрофическими землетрясениями [Wallace, 1968<sub>b</sub>]. Каждое из них приводило к правому сдвигу примерно на 6 м. К.Си [Sieh, 1978] детально изучил терригенные осадки с торфяниками в верхней части разреза I террасы долины Паллет, возникшие в результате подпруживания долины приразломными обвалами. Согласно радиоуглеродным определениям, формирование осадков началось более 1400 и закончилось немногим более 100 лет назад, когда запруда была прорвана. За это время происходили неоднократные сейсмогенные подвижки, нарушавшие те слои, которые накопились к моменту землетрясений. Позднейшие осадки перекрыли смещенные слои. Соотношения разрывов с нарушаемыми и перекрывающими слоями позволили К.Си выделить и определить возраст девяти сейсмических катастроф типа землетрясения 1857 г. Периоды между ними варьировали от 50 до 300 лет, составляя около 160 лет в среднем. Близкая периодичность катастрофических землетрясений намечается на северном участке разлома. Оба участка характеризуются, таким образом, типично импульсным режимом развития.

На двух других участках разлома Сан-Андреас (от Лос-Гатоса до пос. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон) режим развития криповый. Здесь происходят медленные правосдвиговые перемещения, сопровождающиеся подвижками при землетрясениях разной силы. Скорость крипа на первом, северо-западном, участке достигает 34 мм/год [Brown et al., 1992]. Геодезические наблюдения не показывают накопления упругих деформаций в крыльях разлома [Thatcher, 1990].

Магнитуды сильнейших землетрясений участка не превышают 6. При землетрясениях в июле–августе 1966 г. магнитудой до 5,5 вдоль разлома произошла подвижка амплитудой до 18 см. При установленной повторяемости подобных событий (первые десятки лет) суммарное сейсмогенное смещение уступает тектоническому эффекту крипа. Второй, юго-восточный, участок построено сложнее. В нем зона разлома состоит из нескольких ветвей, сейсмические проявления вдоль которых различны. Зарегистрированы землетрясения магнитудой до 7,1, вызвавшие подвижки в десятки сантиметров, а в единичных случаях и в первые метры. Охватываемые такими подвижками отрезки разлома существенно меньше, чем у разломов хангайского типа. Так, наибольшее зарегистрированное сдвиговое смещение до 5,5 м при вертикальной компоненте до 1,2 м, возникшее при землетрясении 18 мая 1940 г. на разломе Имперал, охватило его отрезок длиной в 70 км. После землетрясения движение продолжается в форме крипа со скоростью 30 мм/год.

К числу асинхронно развивающихся активных зон третьей группы относится 950-километровый Кобдинский правый взбросо-сдвиг Монгольского Алтая (см. рис. 14, 47). Нами были детально изучены северный (300 км) и центральный (210 км) сегменты разлома. Центральный сегмент отличается тем, что в его зоне сравнительно недавно произошло катастрофическое землетрясение, вызвавшее правосдвиговое смещение по разлому на величину до 5 м (рис. 62, а). Предварительно возраст землетрясения был определен по тому, что в районе перевала Ар-Хутал разлом смещает на 4 м (см. рис. 62, б) могильник VI-VIII вв. [Хилько и др., 1985], но не нарушает расположенные на разломе и вблизи него поздние монгольские могильники и современные русла оврагов. В долинах рек Бунту-Гол и Цагас-Бургос-Гол шурфами были вскрыты аллювиальные и озерно-болотные отложения (см. рис. 62, в). Последние образовались при подпруживании долин сейсмогенными смещениями по Кобдинскому разлому и представлены суглинками, насыщенными органическим материалом. В обоих разрезах верхний прослой суглинков имеет возраст  $460 \pm 100$  лет. По-видимому, он связан с последней сейсмогенной подвижкой, которая, таким образом, произошла приблизительно в начале XVI в. Предыдущий импульс движений оказался на 700–750 лет древнее. Возмож-

но, эти цифры указывают на то, что катастрофические землетрясения случались здесь реже, чем в зонах Хангайского и, тем более, Долинноозерского разломов. Тот факт, что во многих долинах не вполне разновозрастные формы рельефа — древние русла, первые террасы, конуса выноса — сдвинуты на одинаковые расстояния до 5 м, т.е. смешались единым импульсом движений, также свидетельствует об относительной редкости таких катастроф. Вместе с тем, на гистограммах голоценовых сдвиговых смещений в центральной части разлома (см. рис. 62, г) видно, что сильные сейсмические импульсы имели место неоднократно и были главной формой движений по разлому. Амплитуды отдельных подвижек варьировали от 3 до 6 м, составляя в среднем 4,5 м.

В северной части Кобдинского разлома следов существенных позднеголоценовых подвижек нет. Более ранние смещения группируются на гистограмме в максимумы, свидетельствующие об импульсном, сейсмогенном характере движений (см. рис. 62, д). Амплитуды подвижек при этих импульсах в среднем больше, чем при импульсах в центральной части разлома:  $5,2 \pm 2$  м. Складывается впечатление, что отсутствие значительных позднеголоценовых движений компенсировалось повышенной активностью на более раннем этапе голоценового развития.

Ситуация, подобная распределению голоценовых подвижек вдоль Кобдинского разлома, возможно, имеет место в широкой Гоби-Алтайской системе разломов Юго-Западной Монголии. Один из разломов этой системы, Долинноозерский, активно развивался в позднем голоцене в импульсном режиме (см. рис. 60), тогда как более западные разломы испытывали в позднем голоцене лишь слабые подвижки, но были весьма активными в раннем голоцене и позднем плейстоцене.

Более сложные соотношения установлены на разных участках Таласо-Ферганского правого сдвига северо-западного простираения в Тянь-Шане (рис. 63) [Trifonov et al., 1992]. Надежные признаки голоценовых смещений зафиксированы здесь примерно в 40 км от киргизско-китайской границы, юго-западнее р. Арпа и отсюда прослеживаются на северо-запад практически непрерывно на 350 км. Вертикальная компонента смещений выражена уступами и грабенообразными ложбинами, причем ложбины нередко располагаются в основании уступов и, по существу, яв-

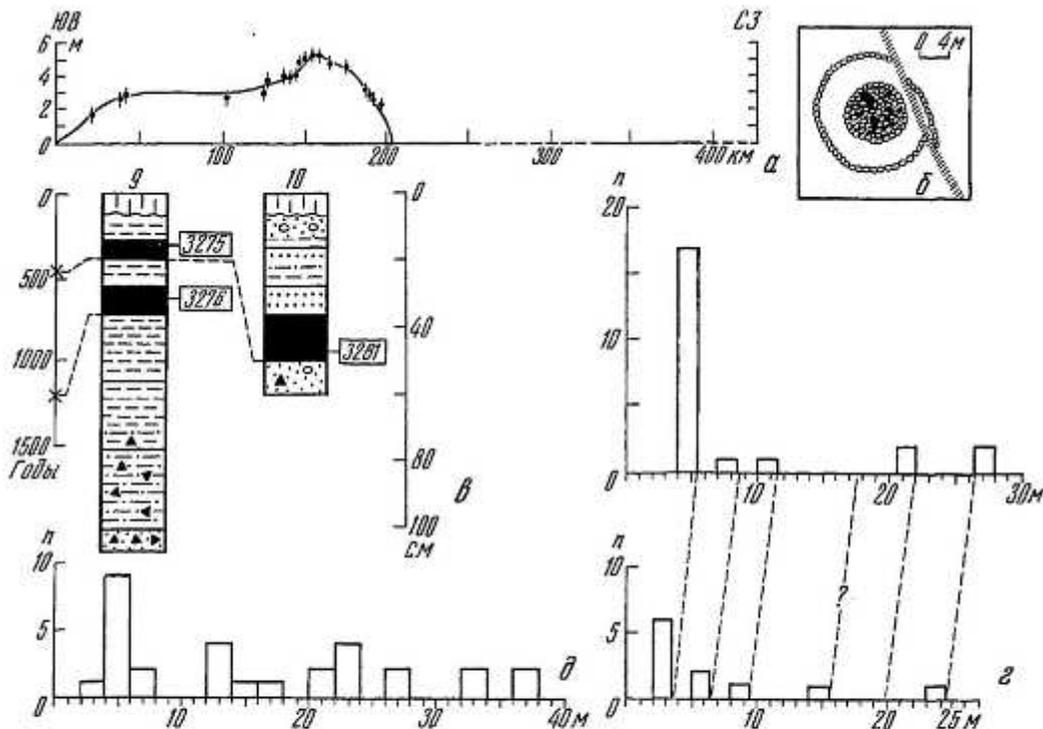


Рис. 62. Характеристика активности Кобдинского разлома, Монгольский Алтай [Трифонов, 1985]

*a* - распределение правых смещений (в м), при землетрясении XVI столетия вдоль Кобдинского разлома; *b* - смещение древнетюркского могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутел при том же землетрясении; *в* - сопоставление разрезов голоценовых отложений зоны разлома в долинах Буянту-Гол (9) и Цаган-Бургас-Гол (10); условные обозначения см. на рис. 59; приведены места отбора проб для  $^{14}\text{C}$  датирования, выделенного Л.Д. Сулержицким: обр. 3275 -  $460 \pm 140$  лет, обр. 3276 -  $1190 \pm 80$  лет, обр. 3281 -  $460 \pm 100$  лет; *г* - гистограммы распределения правых смещений мелких форм рельефа вдоль Кобдинского разлома на участках между долиной Дунд-Ус и р. Буянту-Гол (внизу) и между реками Буянту-Гол и Цаган-Бургас-Гол (вверху); изменение величины левого максимума зависит от изменения амплитуды смещения при землетрясении XVI в.; *д* - гистограмма распределения правых смещений мелких форм рельефа вдоль северной части Кобдинского разлома воле р. Хавцалын-Гол и родника Чихтейн-Булак; следы смещений последнего тысячелетия там отсутствуют

Figure 62. Characteristics of activity of the Kobdo fault, the Mongolian Altai [Трифонов, 1985]

*(a)* Distribution of dextral offsets, m, during the 16<sup>th</sup> century earthquake along the Kobdo fault; *(b)* Offset of the ancient turkish grave monument immediately to the south of the Ar-Hutel Pass during the 16<sup>th</sup> century earthquake; *(в)* Correlation of the trench sections in valleys of rivers of Buyantu-Gol (9) and Tsagan-Burgas-Gol (10); see Figure 59, *z* for the legend; the  $^{14}\text{C}$  dating was made by L. D. Sulerzhitsky in the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; sample 3275 gave 460.140 years, sample 3276 gave 1190±80 years, and sample 3281 gave 460±100 years; *(г)* Histograms of distribution of different dextral offsets of minor landforms on the Kobdo fault between valleys of Dund-Uus and Tsagan-Burgas-Gol; different values of the offset maxima depend on magnitudes of the 16<sup>th</sup> century offset: they are bigger (4-5 m) to the south of Buyantu-Gol (upper histogram), than to the north of it (2-3.5 m; lower histogram); *(д)* Histogram of distribution of different dextral offsets of minor landforms on the northern part of the Kobdo fault, near valley of Havsalyn-Gol and Chihstein-Bulak spring; the offsets of the last millenium are absent there

дьяются их осложнением. Обычно поднято юго-западное крыло. Поверхность разлома близка к вертикальной, реже наклонена в сторону поднятого крыла. Это видно, например, в верховьях р. Пычан, где угол наклона составляет  $65-70^\circ$ . В.С. Буртман и др. [1987] описали в верховьях р. Чаткал вариации углов наклона сместителя от  $80^\circ$  — в основании обнажения до  $20-45^\circ$  — выше по склону и  $65^\circ$  — в верхней части обнажения. Вертикальная

компонента смещений существенно варьирует по простиранию разлома, но обычно уступает правосдвиговой в 10 и более раз.

По величине и некоторым особенностям проявлений правосдвиговой компоненты голоценовых смещений зона разлома разделена на шесть сегментов (с юго-востока на северо-запад): I — от перевала Кокция до р. Бирузы (20 км); II — долины рек Пычан и Кылдоу (30 км); III — между ре-

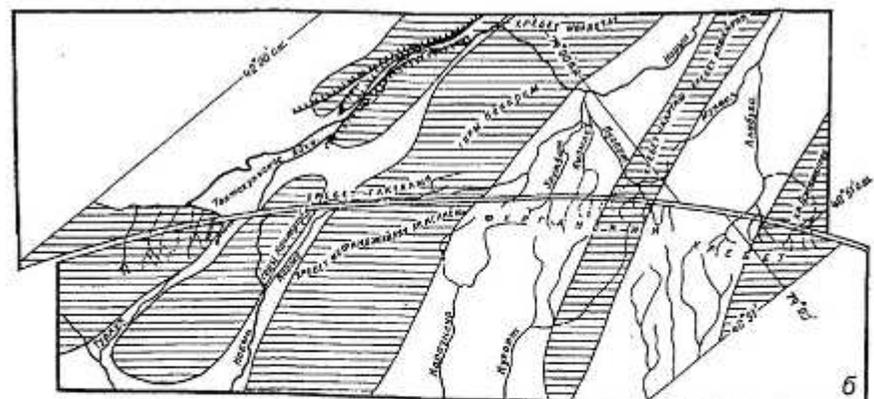
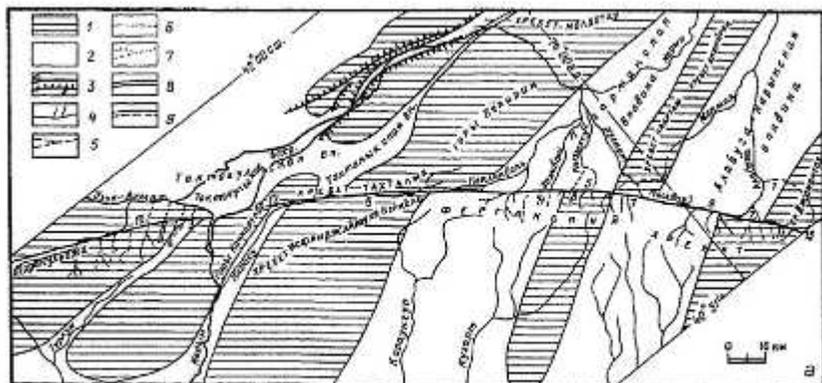


Рис. 63. Современная структурно-орографическая схема района Тянь-Шаня южнее Таласо-Ферганского разлома (а) и реконструкция подобной схемы для конца плиоцена (б) [Trifonov et al., 1992]

1 - зоны продольных новейших поднятий, сложенных палеозойскими породами; 2 - зоны продольных новейших впадин, частично заполненных позднечетвертичной молассой; 3а - Таласо-Ферганский разлом; 3б - новейшие паздвиги и взбросы; 4-9 - долины рек, показанные разными знаками для лучшей идентификации их смещений по разлому

Figure 63. Present structural and orographic scheme of Tien Shan Mountains near the Talas-Fergana fault (a) and reconstruction of such scheme for the end of Pliocene (b) [Trifonov et al., 1992]

(1) Zones of the longitudinal (relative to the general Tien Shan orientation) neotectonic uplifts composed by the Paleozoic rocks; (2) zones of the longitudinal neotectonic basins, partly filled with the Upper Cenozoic molasse; (3a) the Talas-Fergana fault and (3b) neotectonic thrusts and reverse faults; (4-9) river valleys shown by different symbols for better identification of their tectonically displaced parts on both sides of the fault

ками Кунгуртобе и Куровес (36 км); IV – бассейны рек Куровес и Кекликбель (25 км); V – долина р. Карасу-восточная и перевал Кокбель (60 км); VI – между Токтогульским водохранилищем и северо-западным окончанием Таласского хребта (180 км) (см. рис. 63).

В первом сегменте было выявлено 75 водотоков и других форм рельефа, смещенных вправо на расстояния до 50 км. Как видно на гистограмме (рис. 64,а), выделяется 11 или 12 максимумов смещений, а промежуточные между ними амплитуды

редки или отсутствуют. Наиболее характерны смещения на 6–7,5; 15–17,5; 20–22; 27–28; 35 и 40–41 м. Во втором сегменте обнаружена 41 форма рельефа, смещенная на расстояние до 45 м (см. рис. 64,б). Наиболее представительны смещения на 8, 14–17, 24–25, 27–28, 38–40 и 44–45 м. Их можно скоррелировать с первым сегментом. При этом все максимумы второго сегмента (кроме двух) по амплитудам оказываются на 10–20% больше, чем в первом сегменте. Возможно, это отражает увеличение интенсивности движений от первого сегмен-

та ко второму при том, что их режим оставался неизменным, т.е. перемещения происходили преимущественно при сильных землетрясениях.

Для того, чтобы оценить средние скорости движений и повторяемость сильных землетрясений на обоих участках, изучались разрезы отложений приразломных котловин, образованных подпруживанием долины сдвинутыми склонами или уступами, связанными с вертикальными подвижками. Возраст осадков в самой нижней части разреза принимался за возраст котловины, близкий по времени к моменту начала перемещений на соответствующее расстояние (рис. 65). Согласно радиоуглеродным определениям, выполненным Л.Д. Сулержичским в Геологическом институте РАН, скорость сдвига в первом сегменте — 5 мм/год (возраст осадка  $3970 \pm 40$  лет при смещении на 19 м) и во втором сегменте — 7 мм/год ( $3740 \pm 600$  лет при смещении на 27 м). При полученных значениях скоростей и амплитудах смещений, соответствующих максимумам на гистограммах (см. рис. 64), средняя повторяемость импульсов движений, вероятно, связанных с сильными землетрясениями, оказывается равной 700—800 лет.

В третьем сегменте выявленные факты сдвиговых смещений редки, поскольку на значительном протяжении разлом следует вдоль современных русел. Обнаружены правые смещения водотоков на 17–20, 34–37 и 60–66 м. Суглинок разреза овражной террасы, возможно, смещенной на 17–20 м, дал возраст  $1510 \pm 60$  лет (разрез 8 на рис. 65), т.е. скорость сдвига не более 11–13 мм/год.

В четвертом сегменте обнаружены 32 формы рельефа, смещенные на расстояния до 36 м (см. рис. 64, в). Выделяются максимумы смещений на 6–8, 10–12 и 27–28 м, но они не столь контрастны, как максимумы в первых двух сегментах и не

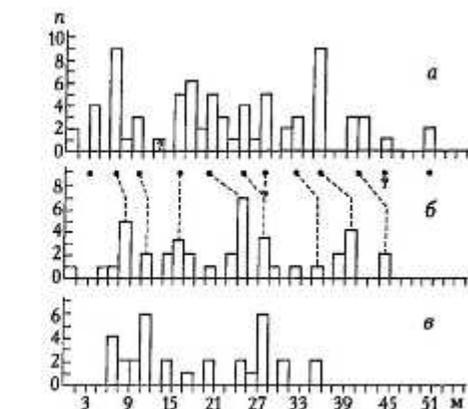


Рис. 64. Гистограммы распределения правых смещений мелких форм рельефа вдоль Таласо-Ферганского разлома на его первом (а), втором (б) и четвертом (в) сегментах (см. пояснения в тексте) [Трифонов *et al.*, 1992]

Жирные точки - приращения амплитуды смещения по разлому при возможных сильных землетрясениях

Figure 64. Histograms of distribution of different dextral offsets of minor landforms on the Talas-Fergana fault in its first (a), second (b), and fourth (c) segments (see the text) [Trifonov *et al.*, 1992]

The dots show increasing of offsets on the first and second fault segments during possible strong earthquakes

коррелируются с ними. Возможно, это связано с большей долей крипа в общем движении, на что косвенно указывает широкое распространение сланцевых толщ в зоне разлома четвертого и пятого сегментов. На правом берегу р. Кекликбель выявлено несколько изолированных приразломных котловин на поверхности позднплейстоценовой морены. В одной из них определен возраст отложений нижней части разреза —  $1240 \pm 60$  лет (разрез 9 на рис. 65). Котловина непосредственно не связана с каким-либо молодым смещенным оврагом. Но чуть северо-западнее такие овраги есть, и все они смещены на 10–12 м. Если указанная датировка соответствует этим смещени-

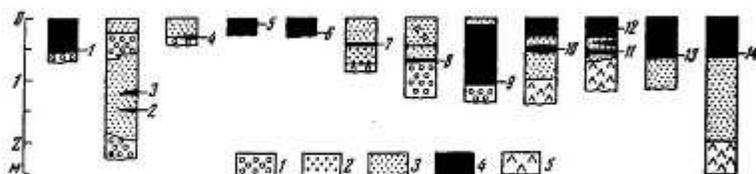


Рис. 65. Разрезы голоценовых отложений мелких приразломных впадин и определения их радиоуглеродного возраста (по Л.Д. Сулержичскому) в зоне Таласо-Ферганского разлома [Трифонов *et al.*, 1992]

1 - гравий; 2 - песок; 3 - глина и суглинок; 4 - глина и суглинок, обогащенные органикой; 5 - коренные породы

Figure 65. Sections of sag pond deposits and their  $^{14}\text{C}$  ages (by L.D. Sulerzhitsky) along the Talas-Fergana fault [Trifonov *et al.*, 1992]

(1) Gravel; (2) sand; (3) clay and loamy soil; (4) clay and loamy soil with organics; (5) bedrock

ям, средняя скорость сдвига не превышает здесь 8–10 мм/год.

На значительном протяжении пятого сегмента изучение молодых смещений затруднено тем, что разлом следует вдоль подпрудных озер и русла реки Карасу-восточная. Надежные признаки молодых сдвиговых смещений обнаружены возле перевала Кокбель и к северо-западу от него (см. рис. 63). На протяжении 5 км здесь установлены 34 формы рельефа, смещенные на 11–12 м (2 случая), 17–18 м (4), 20–21 м (2), 35–38 м (5), 40 м (3), 55–56 м (4), 60–65 м (3), 75±2 м (2), 80–85 м (2), 100–105 м (6) и 130–135 м (1 случай). Этого недостаточно, чтобы выносить суждение о роли импульсных подвижек в общем перемещении. Но на 16-километровом отрезке шестого сегмента между верховьями рек Чаткал и Атойнок В.С.Буртман и др. [1987] обнаружили сдвиговые смещения небольших оврагов на 17–20 м (3 случая), 23–24 м (4), 30 м (5), 35 м (4), 40–45 м (6) и 50–60 м (4 случая). Как видно, они в значительной мере совпадают с амплитудами смещений в районе перевала Кокбель, что может служить указанием на сходство средних скоростей и режимов движений, в которых сильные землетрясения могли играть существенную роль. На последнее указывает и Чаткальское землетрясение 1946 г. с магнитудой 7,5 в юго-западном крыле разлома. Для датирования смещений В.С.Буртман и др. [1987] использовали суллинки и торф из разрезов удлинённых приразломных котловин. К сожалению, лишь одна из них может быть предположительно связана с одним из двух оврагов, смещённых по разлому на 17 и 20 м (разрез 10 на рис. 65). Возраст осадка в ней  $1220 \pm 50$  лет. В таком случае средняя скорость сдвига не превышает 14–16 мм/год.

Итак, в зоне Таласо-Ферганского сдвига есть признаки того, что вклад сильных землетрясений в суммарное перемещение в разных сегментах различается. Вместе с тем, в описанной части разлома наблюдается общая тенденция к возрастанию средней скорости голоценовых движений на северо-запад. В отличие от Кобдинской и, возможно, Тоби-Алтайской зон ее не приходится связывать с миграцией активности во времени, поскольку такая же тенденция характеризует и позднеплейстоценовые движения. Так, на правом берегу р. Кекликбель (четвертый участок) конечная морена конца среднего плейстоцена смещена относительно своего ледникового трога на

700–800 м. В верховьях р. Карасу-восточная (южная часть пятого участка) также описано [Раицман, Пшенин, 1967] смещение морены конца среднего плейстоцена на 750 м. Отсюда средняя скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен – 7–8 мм/год. Однако долина р. Джанарыксай в южной части шестого участка смещена вправо относительно ее ныне покинутых низовий на 1500 м. В верховьях долины сохранились реликты трогового строения и остатки морены конца среднего плейстоцена. В современных низовьях долины, заменивших покинутые низовья, нет террас древнее позднеплейстоценовых. Очевидно, приведенная амплитуда сдвигового смещения характеризует весь поздний плейстоцен и голоцен. Отсюда средняя скорость сдвига – 15 мм/год, т.е. примерно вдвое выше, чем в четвертом и в южной части пятого сегментов. Та же скорость получается для сдвигового перемещения за голоцен: в долинах рек Джанарыксай и Устасай террасы и русла конца позднего плейстоцена сдвинуты на 150 м.

Таким образом, вдоль Таласо-Ферганского разлома скорости позднечетвертичных и современных перемещений нарастают в северо-западном направлении независимо от особенностей режима движений в том или ином участке. Намечается скачкообразное нарастание скорости непосредственно к юго-востоку от перевала Кокбель. Но далее, северо-западнее Таласского хребта, она резко падает. Скачок скорости в районе перевала Кокбель, вероятно, связан с тем, что здесь к разлому приключается с востока зона молодых взбросов (см. рис. 63). Что же касается падения скорости северо-западнее Таласского хребта, то оно, возможно, объясняется сочленением Таласо-Ферганского сдвига с простирающимися на северо-восток молодыми разломами (преимущественно надвигами и взбросами) Пскемского и Кураминского хребтов [Трифонов et al., 1992]. В этом случае блок, расположенный к югу от сочленения (см. рис. 47), должен испытывать вращение против часовой стрелки. В последние годы такое вращение на 30° подтверждено палеомагнитным изучением кайнозойских отложений [Cobbold et al., 1993].

Приведенные примеры дают представление о разнообразии режимов современных движений по разломам. В случаях, когда доказывается существенный вклад в общее перемещение сильных сейсмических импульсов, иногда удается оценить

их среднюю повторяемость. В литературе описано еще несколько способов таких оценок, помимо приведенных выше. Так, Е.М.Рогожин и Л.Н.Рыбаков [1990] обнаружили в зоне сейсмогенного разрыва Спитакского землетрясения 1988 г. (см. рис. 23) следы более ранней сейсмической подвижки взбросового типа, перекрывшей почвенный слой. Определение радиоуглеродного возраста погребенной почвы дало возраст древнего землетрясения — около 17 тыс. лет.

Разлом Хайюань в Китае (см. рис. 14, 47) имеет крутой наклон, и прием, использованный для изучения разлома Спитакского землетрясения, там неприменим. Но в центральной части разлома Хайюань был описан разрез (см. рис. 59,б), в котором к плоскости разлома с северо-востока примыкают супеси и суглинки, в верхней части лёссовидные, с линзами коллювия [Deng Quidong, Zhang Weigi, 1990]. Указанные авторы интерпретировали эти линзы как результат сейсмических сотрясений. Определение радиоуглеродного возраста суглинков непосредственно над коллювиальными линзами дало время предполагаемых сейсмических событий. А.А.Никонов и др. [1983, 1992, 1993] датировали с подобной целью возраст почв, погребенных сейсмическими обвалами и оползнями в северо-восточной части Дарваз-Алайской зоны разломов на северном фланге Памира (см. рис. 13) и на Керченском полуострове Крыма.

В зоне Главного Колетдагского разлома (см. рис. 24) описаны смещения древних ирригационных систем, которые образованы колодцами, соединенными подземными галереями [Трифонов, 1983]. В одном из таких участков (см. рис. 59,а) выявлены три акта смещений суммарной амплитудой около 10 м. После каждого события система восстанавливалась. Характер смещений и восстановительных работ не оставляет сомнений в сейсмической природе разрушений. Поскольку древнейшие ирригационные системы такого типа возникли в Колетдаге незадолго до походов Александра Македонского, т.е. около 2300 лет назад, три сильных сейсмических события дают интервал их повторяемости в 600–750 лет.

Сделана попытка оценить вклад сейсмогенных подвижек XX столетия в суммарные перемещения на границах литосферных плит и микроплит Средиземноморья и Ближнего Востока [Jackson, McKenzie, 1988]. В качестве суммарных были взя-

ты расчетные скорости движения плит и микроплит для позднего кайнозоя, а сейсмогенные подвижки оценивались по параметрам землетрясений и созданным ими разрывам поверхности. Обнаружилось, что сложенная мощными осадочными толщами активная зона Внешнего Загроса отличается минимальным вкладом сейсмогенных подвижек (первые проценты). Немногим выше (около 10%) их вклад в системе Хелленского трога и дуги Крита–Эллинид. Можно предположить, что сходные соотношения характеризуют и другие интенсивно дислоцируемые сейчас альпийские осадочные бассейны типа Таджикской депрессии и некоторые островодужные системы.

В отличие от них, в активных зонах Северного и Восточного Ирана, сложенных в основном консолидированными породами, вклад сейсмогенных подвижек в общее перемещение превосходит 50%, а в Северо-Анатолийской зоне достигает 80–260%. В последней, как показано выше, XX столетие ознаменовалось повышенной сейсмичностью, причем основной вклад в сейсмогенные перемещения внесли землетрясения с магнитудами  $6 \leq M < 7,8$ . С учетом распределения сильных землетрясений в течение 400- или 500-летнего сейсмического цикла средний вклад сейсмогенных подвижек в расчетное смещение составляет 30–100%.

Наиболее сложны для подобных расчетов активные зоны типа Левантской на западном фланге Аравийской плиты. Вклад землетрясений XX столетия там значительно ниже того, который требуется, чтобы обеспечить установленную среднюю скорость голоценовых перемещений — 5–7,5 мм/год [Zak, Freund, 1965; Трифонов и др., 1988]. Однако в историческом прошлом там произошло достаточно много землетрясений с магнитудами  $M \geq 7$ . По данным К. Эль Хакима [El Hakeem, 1986], они повторялись в среднем через 200–300 лет, а наиболее катастрофические — через 500–600 лет, и могли, если не полностью, то в значительной мере обеспечить указанную скорость движений.

### *3.1.3. Зависимость режима движений от скорости накопления деформации и свойств горных пород*

Высказывались мнения, что вклад сейсмогенных подвижек в современные перемещения земной коры невелик. Возможно, это справедливо

для слабо активных территорий и тех движений, которые приводят к подъему или опусканию больших площадей. Что же касается зон активных разломов, то, как показывают приведенные выше фактические и расчетные данные, в таких зонах вклад импульсных сейсмогенных подвижек варьирует и в некоторых из них достигает 50–100%. От чего это зависит?

Особенности перемещений в разных зонах определяются скоростью накопления напряжений и физическими свойствами нагружаемых горных пород. При высокой скорости накопления напряжений значительные объемы горных пород скорее приобретут однородно-высокое напряженное состояние, приводящее к сильному землетрясению. Поэтому на активных окраинах Тихого океана, характеризующихся импульсным или импульсно-криповым режимом, катастрофические землетрясения происходят в несколько раз чаще, чем в зонах активных разломов континентальной Азии.

Зависимость режима движений от прочностных свойств горных пород выявляется при сравнении состава и геологической структуры тех объемов литосферы, которые слагают и окружают активные зоны разных типов. Все зоны активных разломов Азии с импульсным режимом движений находятся в областях с мощной континентальной корой. Очаги катастрофических землетрясений приурочены к прочным породам гранитно-метаморфического слоя, способным выдержать без разрушения значительные концентрации и выравнивание напряжений в большом объеме горных пород. Импульсно-криповый режим наиболее характерен для тех островных дуг периферии Тихого океана, где распространена кора океанического и переходного типов. При высокой скорости накопления напряжений эти активные зоны, в отличие от структур с импульсным режимом, сохраняют заметную активность и в периоды относительного покоя. Примерно равные промежутки времени между катастрофическими землетрясениями на разных участках указывают на прочностную однородность разрушаемой среды. Но при такой однородности длина разрушаемого землетрясением участка, как правило, не превышает 300 км, т.е. значительно меньше длины всей активной зоны. Иначе говоря, литосфера островных дуг обычно не достигает однородно-высокого напряженного состояния на всем или

значительном протяжении зоны, а разрушается раньше.

Характеризующаяся криповым режимом движений активная зона между Памиром и Тянь-Шанем отличается высокой раздробленностью и обилием в разрезе некомпетентных осадочных пород. Подобный режим современного развития выявлен и в других мощных осадочных прогибах альпийского возраста с сильно раздробленным фундаментом. Показательно сравнение участков разлома Сан-Андреас с импульсным и криповым режимами движений [Allen, 1975]. Первые сложны до сейсмогенерирующих глубин гравитно-метаморфическими образованиями, а вторые — пластичной францисканской формацией и серпентинитовым меланжем, причем южный из «криповых» участков характеризуется к тому же пониженной мощностью земной коры и повышенным тепловым потоком. На участках первого типа активная зона узка. Она выражена единой плоскостью разлома с минимумом опережающих и параллельных нарушений. На участках второго типа такие нарушения многочисленны и охватывают широкую полосу, особенно на южном участке, примыкающем к Калифорнийскому заливу. Таким образом, режимы движений на разных участках активной зоны зависят от компетентности пород и степени их раздробленности. Это позволяет в определенной мере прогнозировать режим движений, исходя из строения и состава горных пород.

### 3.2. Корреляция неотектонических событий

Основные черты новейшего этапа (максимальное за послеварисское время распространение регрессий; максимальное распространение гор, далеко выходящих за пределы областей с альпийским возрастом становления континентальной коры; значительная контрастность рельефа поверхности твердой Земли) развивались и усиливались постепенно. В разных подвижных зонах Евразии они наметились и сформировались в разное время. Вместе с тем, выделяются обширные сегменты подвижных поясов, где неотектонические события закономерно связаны в пространстве и во времени. Такими сегментами являются описанные выше Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньский и соседние регионы Центральной Азии, Ближний

и Средний Восток, Альпийская Европа, Исландия, Курило-Камчатская дуга. Ниже приводится краткая характеристика неотектонической эволюции этих сегментов, дополненная данными по западу Северной Америки.

### 3.2.1. Область Индо-Евразийской коллизии

Здесь коллизионная стадия развития началась 40–50 млн лет назад, когда произошло окончательное смыкание Индийской и Евразийской литосферных плит и как след нео-Тетиса сформировалась сутура Инда-Цангпо. С этим согласуется возраст эклогитовых фаций метаморфизма в Северных Гималаях (49,7 млн лет) [Spencer, 1993]. Вместе с тем, как показали палеомагнитные, геологические и палеонтологические исследования и геодинамические реконструкции [Powell, Conaghan, 1973; Sahni, Kumar, 1974; Klootwijk, 1979<sup>а,в</sup>; Bingham, Klootwijk, 1980; Spencer, 1993], процесс смыкания был достаточно длительным. Он начался не позднее конца раннего эоцена, а местами, может быть, и в начале палеогена. При этом Индийская плита испытала вращение на 10–15° против часовой стрелки. Ранее всего коллизия началась на севере, а юго-восточнее она сначала охладила отдельные выступы плиты и лишь позднее остальные участки ее фронта, где какое-то время сохранялись реликтовые бассейны. Общей коллизия стала в конце эоцена – начале олигоцена (40 млн лет назад), когда, согласно расчетам спрединга в Индийском океане [Molnar, Tarronpiet, 1975], скорость северного дрейфа Индийской плиты уменьшилась вдвое. С указанной ранней стадией Индо-Евразийской коллизии связано начало северного дрейфа Тибета, который со среднего эоцена поныне достиг величины  $2000 \pm 850$  км [Achache et al., 1984]. Возможно, отражением коллизионных процессов той же стадии являются проявления метаморфизма в Высоких и Низких Гималаях (от 59 млн лет и моложе) и кварцевые сиениты массива Гирав на севере Каракорума (53 млн лет). Такой же возраст (55–52 млн лет) имеют и самые молодые базальты Тянь-Шаня, но их связь с началом Индо-Евразийской коллизии проблематична.

В процессе продолжавшегося северного дрейфа Индийской плиты происходило ее обрастание более северными тектоническими зонами, а Гималаи аналогичным образом обрастали более южными зонами. В Высоких Гималаях деформа-

ции достигли максимума 20 млн лет назад, когда движения по Главному центральному надвигу привели к частичному фрикционному плавлению горных пород [Ratschbacher et al., 1993]. В зоне Низких Гималаев зарегистрированы и более поздние, до 9 млн лет, проявления гранитизации и метаморфизма [Гансер, 1967]. В плиоцен-четвертичное время наиболее контрастные перемещения выявлены в Субгималаях и зоне Главного пограничного разлома.

В позднем олигоцене, раннем и среднем миоцене происходят складчатость, покровообразование, гранитизация и метаморфизм в Каракоруме, Южном и Центральном Памире. На Юго-Западном Памире эпоха новейшей активизации покровообразования, по-видимому, совпадает с возрастом Памиро-Шунганского батолита (32–21 млн лет) и повторного метаморфизма древних комплексов (32–9 млн лет). В Центральном Памире две фазы деформаций сжатия разделены эпохой метаморфизма музкольского комплекса. Синхронные ему метасоматические и палингенные интрузии субщелочных гранитоидов имеют возраст 36–14 млн лет [Швольман, 1977]. На удалении от фронта Индийской плиты с конца эоцена до раннего миоцена развивались невысокие, слабо дифференцированные поднятия Северного Памира и Тянь-Шаня, поставлявшие тонкий красноцветный обломочный материал в смежные плоские мулды.

Скачкообразная миграция в раннем-среднем миоцене фронта Индийской плиты и притянувшихся к ней тектонических зон в область Центрального Памира усилили воздымание Северного Памира, что сказалось на погребении обломочного материала, сносимого в Таджикскую депрессию. Возросли интенсивность и дифференциация орогенических движений и на Тянь-Шане, где красноцветное осадконакопление сменилось в среднем миоцене пестроцветным.

В позднем миоцене фронт Индийской плиты мигрировал далее к северу, в зону Дарваз-Каракульского разлома. Интенсивное движение Северного Памира обусловило складчатость мезозойско-кайнозойских толщ смежной части Таджикской депрессии [Скобелев, 1977]; началось поднятие хребтов Петра Первого и Заалайского. Эпизоды усиления этих процессов на фоне общего ускорения восходящих движений зафиксированы несогласиями в основаниях верхнемиоцен-

плиоценовых молассовых свит. На Тянь-Шане также отмечается нарастание скорости движений со временем. С ростом Петро-Заалайского и соседних поднятий красноцветная моласса сменяется более грубой сероцветной. Несколько позднее, в самом конце плиоцена, начинается формирование несогласно перекрывшей более древние отложения сероцветной грубообломочной серии на Тянь-Шане. В Таджикской депрессии граница верхнего плиоцена и плейстоцена отмечена локальным несогласием [Guidebook..., 1977].

Следующий важный для рассматриваемого региона рубеж – граница нижнего и среднего плейстоцена. На Тянь-Шане и в Таджикской депрессии он маркируется несогласием. Резко ускоряется рост Петро-Заалайского поднятия и хребтов Тянь-Шаня. Граница Индийской плиты мигрирует далее к северу – на южный склон Алайской долины. В течение среднего плейстоцена имели место локальные структурные перестройки. Более общим событием явилась активизация движений и местами перестройка структурного плана в конце среднего – начале позднего плейстоцена.

Неотектоническое развитие Тибета характеризовалось сочетанием его поперечного укорочения, рассредоточенного по многим надвигам, взбросам и сопряженным с ними складкам, и удлинения в восточном направлении с развитием поперечных структур растяжения. Со временем возрастали скорости связанного с укорочением воздымания Тибета и его перемещения как целого по пограничным сдвигам. Активизация движений в зоне Инда-Цангпо отмечена синкинематическим метаморфизмом с возрастом 17,5 млн лет [Ratschbacher et al., 1993]. С рубежа 13 млн лет (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  технологии) начались многочисленные извержения калиевых андезитов-базальтов и более редкие извержения риолитов-дацитов [Turner et al., 1993]. Воздымание не было интенсивным в миоцене при особенно обильном вулканизме, но ускорилось в позднем плиоцене, около 2,5 млн лет назад [Li Jijun, 1991; Zhu Yunzhu et al., 1991]. С этого времени Тибет поднялся примерно на 3000 м. Выделяются эпизоды ускорения воздымания в конце плиоцена, раннем плейстоцене, второй половине среднего плейстоцена и конце плейстоцена – голоцене [Zhu Yunzhu et al., 1991; Li Jijun, 1991].

Позднее активизировались движения в подвижных зонах Центральной Азии, расположенных

севернее и восточнее Тибета. Их неотектоническое развитие в значительной мере сходно с развитием Тянь-Шаня, где интенсивное воздымание началось в плиоцене и ускорилось в среднем плейстоцене. В Байкальской рифтовой зоне морфологическое оформление и интенсивное погружение грабенов началось в конце плиоцена, а во второй половине среднего плейстоцена имел место дополнительный импульс движений.

С неотектонической эволюцией области Индо-Евразийской коллизии коррелируются тектонические события в зоне разломов Красной реки (Юго-Восточная Азия), развивающейся сейчас как правый сдвиг. Детальные структурные, термобарометрические и термохронологические ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) исследования метаморфического массива Дьякканг-Шань в провинции Юннань Китая позволили выделить четыре фазы деформаций [Leloup et al., 1993]: 35–24 млн лет назад происходил левый сдвиг; 24–18 млн лет назад имело место косое перемещение с поднятием на 7 км; 18–5 млн лет назад тектоническая активность ослабела, а с рубежа 5 млн лет поныне происходил правый сбросо-сдвиг с поднятием на 10 км.

Таким образом, в неотектонической эволюции области Индо-Евразийской коллизии и ее структурного окружения важнейшими были следующие рубежи: конец эоцена – начало олигоцена (окончательное замыкание Тетиса и начало собственно континентальной коллизии); тектоническая фаза позднего миоцена – раннего плиоцена, создавшая главные черты современного структурного плана и охватывающая несколько эпизодов активизации; ранний плейстоцен – начало среднего плейстоцена, отмеченные резкой активизацией горообразования (рис. 66).

### 3.2.2. Область Аравийско-Евразийской коллизии

Коллизионной стадии развития предшествовали интенсивные тектонические движения середины и второй половины мелового периода, связанные с замыканием мезо-Тетиса, и конца мела, когда на значительной части Аравийского выступа Африкано-Аравийской плиты замкнулся нео-Тетис. Его окончательное замыкание вдоль всего Аравийского выступа произошло в эоцене. Последующие тектонические события интересно рассмотреть в сопоставлении с развитием рифтогенеза на северо-востоке Африки, где синхронно с

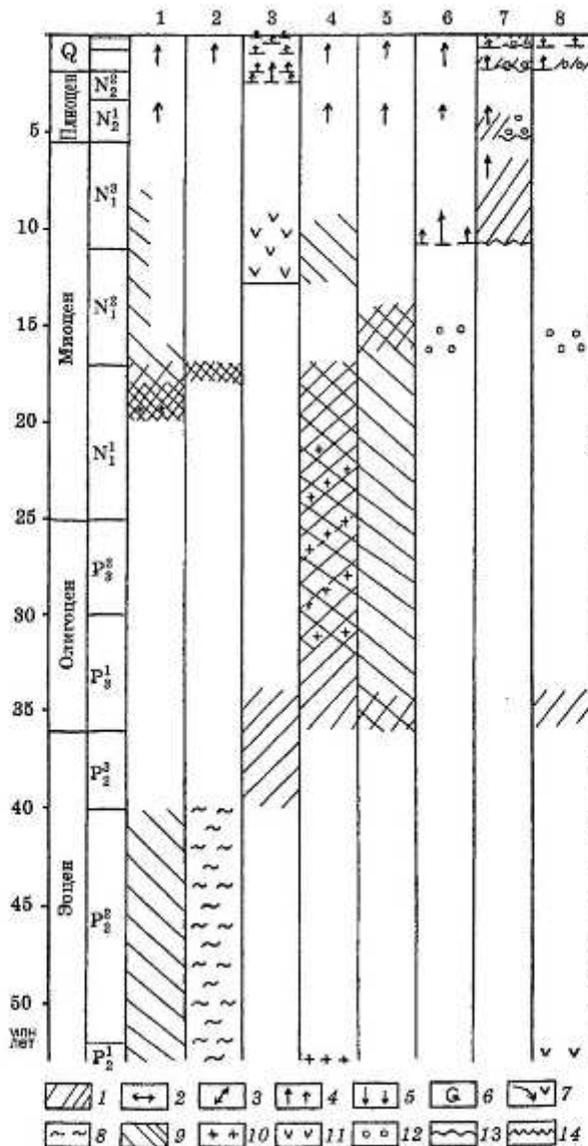


Рис. 66. Неотектонические события в области Индо-Евразийской коллизии

1 - Гималаи, 2 - зона Инда-Цангпо, 3 - Тибет, 4 - Каракорум и Южный Памир, 5 - Центральный Памир, 6 - Северный Памир, 7 - Афгано-Таджикская депрессия, хребты Петра Первого и Заалайский, 8 - Тянь-Шань

Условные обозначения к рис. 66, 67 и 69

1 - сжатие, складчатость и надвижение, слабые и интенсивные; 2 - растяжение, рифтогенез; 3 - сдвиг; 4 - поднятие; 5 - проседание; 6 - вращение; 7 - субдукция и известково-щелочной вулканизм; 8 - закрытие океанического или субокеанического бассейна; 9 - метаморфизм, слабый и интенсивный; 10 - гранитизация; 11 - вулканизм; 12 - начало отложения и погребения молассы; 13 - несогласие; 14 - перестройка структурного плана

Figure 66. Correlation of neotectonic events in the Indian-Eurasian collision region

(1) Himalayas, (2) Indus-Tsangpo zone, (3) Tibet, (4) Karakorum and the southern Pamirs, (5) the central Pamirs, (6) the northern Pamirs, (7) the Afghan-Tadjik basin, Peter the First Ridge and Zaalay Ridge, (8) Tien Shan

The legend for Figures 66, 67, and 69

(1) compression, folding, and thrusting (frequency of lines corresponds to intensity of the processes); (2) extension, rifting; (3) strike slip; (4) uplift; (5) subsidence; (6) rotation; (7) subduction and calc-alkaline volcanism; (8) closing of oceanic or suboceanic basin; (9) metamorphism (frequency of lines corresponds to intensity of the process); (10) granitization; (11) volcanism; (12) beginning of sedimentation or conensing of molasse; (13) unconformity; (14) rebuilding of structural pattern

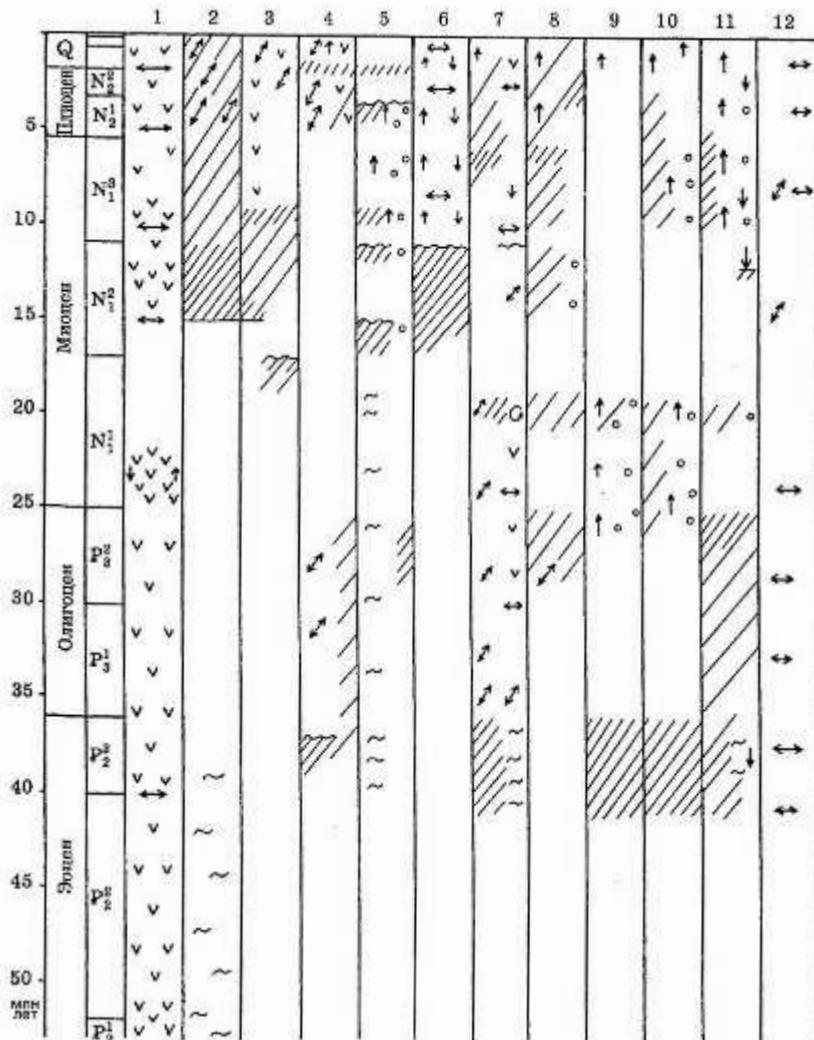


Рис. 67. Неотектонические события и области Аравийско-Евразийской коллизии и в Альпийской Европе

1 - Северо-Восточная Африка и Красноморско-Аденский рифт, 2 - Загрос, 3 - Красные складки Турции и Северо-Западной Сирии, 4 - Анатолія, Малый Кавказ и Эльзбурс, 5 - Большой Кавказ, Крым и Копетдаг, 6 - Эгейский регион и Греция, 7 - Западное Средиземноморье и Апеннины, 8 - Тель-Атлас, Эр-Риф и Бетские Кордильеры, 9 - Пиренеи, 10 - Альпы, 11 - Карпаты, 12 - рифты Западной Европы

Условные обозначения см. на рис. 66

Figure 67. Correlation of neotectonic events in the Arabian-Eurasian collision region and the Alpine Europe

(1) The northeastern Africa and the Red Sea-Aden rift, (2) Zagros, (3) Marginal Folds of Turkey and the northwestern Syria, (4) Anatolia, Lesser Caucasus and Alborz, (5) Great Caucasus, Crimea and Copet Dag, (6) Aegean region and Greece, (7) Western Mediterranean and Apennines, (8) Tell Atlas, Er-Reef and Betic Cordilleras, (9) the Pyrenees, (10) the Alps, (11) the Carpathians, (12) rifts of Western Europe  
See Figure 66 for the legend

окончательным замыканием нео-Тетиса к северу от Аравии 55 млн лет назад начался трапповый вулканизм Эфиопского плато (рис. 67).

40 млн лет назад заложились Аденско-Красноморская рифтовая система и, вероятно, сопряжен-

ная с ней Левантская зона левых сдвигов. Последняя лишь на юге совпадала с современным положением этой зоны, а севернее Мертвого моря проходила вдоль современного континентального склона, смыкаясь на севере с Латакийско-Ки-

лисской зоной разломов и сугурой нео-Тетиса. Процессы рифтогенеза на юге усилились 22–25 млн лет назад, когда достигла максимума вулканическая активность Эфиопского плато и возросла контрастность вертикальных движений на бортах Аденского и Красноморского рифтов.

Одновременно с заложением Аденско-Красноморской системы в позднем эоцене Тавр, Средняя Анатолия, Понтиды и Малый Кавказ испытали интенсивную складчатость. Отложения самых верхов эоцена и олигоцена несогласно перекрывают более древние образования [Ильхан, 1977]. Несколько позднее, в раннем-среднем олигоцене, складчатость охватила Эльбурс [Штёклин, 1977] и, вероятно, осевую часть Центрального Копетдага. Интервал времени с конца эоцена до раннего миоцена включительно характеризовался также крупномасштабным правосдвиговым перемещением тектонических зон Анатолии вдоль простирающегося на северо-запад восточного отрезка современной Северо-Анатолийской зоны разломов. Этот раннекайнозойский сдвиг продолжался через Черное море в Добруджу. Вдоль него осуществлялся северо-западный дрейф Мизийской плиты относительно Восточно-Европейской платформы. Дрейф явился одной из причин тектонического срыва восточно-вергентных тектонических зон Карпато-Динарского позднемезозойского орогена и их скупивания в виде Карпатской дуги. В раннем миоцене произошло значительное поперечное сокращение майкопского морского бассейна на южной окраине Евразийской плиты. Тогда же имела место складчатость на северо-западе Сирии, выразившаяся левыми сдвиго-надвиговыми смещениями и формированием предельветского углового несогласия в восточной части Латакийско-Килисской зоны разломов.

Интервал 22–15 млн лет ознаменовался уменьшением интенсивности как рифтогенеза на северо-востоке Африканской плиты, так и коллизионных процессов в Аравийско-Кавказском сегменте орогенического пояса. Новая активизация на юге имела место 15 млн лет назад, в начале среднего миоцена, когда начали развиваться в виде депрессий Эфиопская и Афарская рифтовые зоны и возобновилось раздвигание Аденского и Красноморского рифтов. Тогда же (13,5–12 млн лет назад) возник и интенсивно функционировал Кенийский вулканический ареал. Процессы рифтогенеза в Эфиопском и Афарском рифтах усили-

лись в позднем миоцене. 10 млн лет назад произошел разрыв континентальной коры и начался спрединг на востоке и в центре Аденского рифта, а в Красноморском рифте возобновился базальтовый вулканизм [Казьмин, 1987]. Кенийский ареал приблизился по форме к будущему Кенийскому рифту, который в плиоцене получил структурное оформление. Тогда же, в плиоцене, разрыв континентальной коры охватил западную часть Аденского рифта и южную часть Красноморского рифта, причем направление спрединга в Аденском рифте стало ближе к меридиональному, чем прежде. Ускорился рифтогенез в Афарском и Эфиопском рифтах. В четвертичное время указанные тенденции получили дальнейшее развитие.

В орогеническом поясе активизация на границе раннего и среднего миоцена (около 15 млн лет назад) выразилась формированием складок и соvrанных покровов осадочного чехла в зоне Краевых складок Восточной Анатолии и Внешнем Загросе [Ильхан, 1977; Фолкон, 1977]. Складчатость в Крыму, на Кавказе и в Центральном Копетдаге проявилась несогласием между майкопскими и тортонскими отложениями. Началось интенсивное погружение Месопотамского, Предкавказского и Предкопетдагского молассовых прогибов. Последующее повсеместное (кроме Загроса) ослабление интенсивности движений нарушалось локальными и кратковременными всплесками активизации. Таков предчокракский эпизод в Причерноморье.

В позднем миоцене (10–9 млн лет назад) тектонические движения вновь усилились на обширной территории. Завершилось в основных чертах формирование складчатости Пальмирид, которые в позднем миоцене были главным структурным продолжением разломов Мертвого моря. Началось общее воздымание Большого Кавказа и Центрального Копетдага.

В плиоцене после сравнительно короткого эпизода потической трансгрессии произошла структурная перестройка на севере Левантской зоны разломов; она приобрела современное структурное выражение. На ее продолжении возникли Восточно-Анатолийская зона и Северо-Армянская дуга разломов. Тогда же Главный надвиг Загроса трансформировался в Главный современный разлом. На его северо-западном продолжении возникла и начала интенсивно развиваться как правый сдвиг Северо-Анатолийская зона разло-

мов. Месопотамский прогиб распространился на северо-запад, охватив слабо прогибавшуюся в миоцене область Северо-Восточной Сирии. Здесь стали формироваться складки и надвиги типа распространенных во Внешнем Загросе. Продолжалось воздымание горных хребтов, сопровождавшееся на Большом Кавказе надвиганием на систему Закавказских межгорных впадин и даже на краевые надвиги выступа дуги Малого Кавказа. Резко усилились складкообразовательные движения в Крыму, предгорных и периклинальных зонах Большого Кавказа и Копетдага, на северном склоне Эльбурса. Усилившееся воздымание проявилось в повсеместном потрубении обломочного материала моласс.

В начале позднего плиоцена (раннеакчагыльское время) на севере, в Понто-Каспийской области, имели место трансгрессия и некоторый спад складко- и горообразования. На юге, в Месопотамском прогибе и Внешнем Загросе, такого спада не регистрируется. В конце плиоцена и на севере, и на юге орогенического пояса отмечается новая активизация, прервавшаяся в начале раннего плейстоцена раннеапшеронской трансгрессией. Неравномерности дальнейшего развития достаточно подробно выяснены лишь в северной периферической области, прилегающей к Черному и Каспийскому морям. В горных сооружениях Крыма, Кавказа и Копетдага устанавливаются стадии ускорения и замедления восходящих движений. В значительной мере они локальны, но некоторые прослеживаются повсеместно. Таковы эпизоды ускорения воздымания в самом конце раннего — начале среднего плейстоцена, в конце среднего плейстоцена и в конце позднего плейстоцена. Последний эпизод, по-видимому, продолжается до сих пор.

Приведенное сопоставление показывает, что в кайнозойской эволюции обширного региона от Восточно-Африканской рифтовой системы до Кавказа и от Эгейского моря до Ирана и Туркмении важнейшие рубежи структурных перестроек и активизации тектонических движений оказываются синхронными. Наряду с этим намечаются единые для рассматриваемого сегмента орогенического пояса кинематические изменения, связанные со структурными перестройками в Атлантике, Индийском океане и рифтовой системе Северо-Восточной Африки [Savostin et al., 1986; Казьмин, 1987]. С конца эоцена до раннего мио-

цена Аравийская плита двигалась на северо-запад. Соответственно, наиболее значительные покровно-складчатые структуры этого этапа простираются на северо-восток. Северо-западный дрейф Анатолии и западной части Черного моря вызывал аналогичные перемещения Мизийской плиты, что внесло вклад в образование Карпатской дуги. В среднем миоцене движение Аравийской плиты изменилось на северо-восточное и стали активно развиваться структуры Загроса. С конца миоцена направление дрейфа Аравийской плиты приблизилось к меридиональному, и в полной мере начали проявляться современные кинематические особенности орогенных структур.

### 3.2.3. Альпийская Европа

Здесь, как и в Аравийско-Кавказском регионе, широко проявлены деформации и смещения середины и второй половины мелового периода, когда в Восточных Альпах и Карпато-Динарском регионе сформировалась покровная структура. Это привело в Восточном Средиземноморье к возникновению нового структурного обрамления Африканской плиты, представленного дугами Крита-Эллинид и Кипра. В Западном Средиземноморье сохранялся в качестве реликта мезо-Тетиса Лигурийский морской бассейн, возможно, связанный с Атлантическим океаном прогибом Пиренеев. Южнее, на краю Африканской плиты, развивался глубоководный прогиб Тель-Атласа — Эр-Рифа с флишевыми фациями на северном борту. Возможно, он сообщался на западе с Атлантикой, на севере — с Лигурийским бассейном и на северо-востоке — с Ионийской котловиной Восточного Средиземноморья. На северном фланге Альпийского пояса развивался Пьенинский бассейн Карпат, представлявший собой западное звено системы впадин, продолжавшейся в Черное море, на Кавказ, в Южный Каспий, Южную Туркмению и Таджикскую депрессию.

Коренные преобразования произошли в конце среднего и в позднем эоцене (пиренейская фаза). Замкнулся Лигурийский морской бассейн с надвиганием Адриатического выступа на запад. Складчатость и надвигание охватили Пиренеи. Возникли надвиги Пьемонтской и более северных зон Альп. Замкнулся Пьенинский бассейн в Карпатах, а меловые тектонические покровы Восточных Альп и Карпато-Динарского региона испытали складчатость и в Динаридах дополнительное

надвигание. Образовались флишевые прогибы Внешней зоны Карпат. Одновременно с ними заложилась южная часть Верхнерейнского грабена, Гессенский, Ронский и соседние с последним более мелкие грабены.

В олигоцене и начале нижнего миоцена сформировалась вся рифтовая система Западной Европы от Нижнерейнского грабена до грабенообразных впадин Лигурийского моря. Южная часть системы была представлена тремя ветвями: Северо-Балеарской впадиной на западе, грабеном Лигурийского пра-моря в центре и северной частью грабена Кампидано на Сардинии. Растяжение и проседание грабенов сопровождалось щелочно-базальтовыми и щелочными, а в грабене Кампидано известково-щелочными извержениями. Ось растяжения была ориентирована субширотно. В нижнем миоцене (20,5–19 млн лет назад) простое растяжение Лигурийского грабена дополнилось вращением Сардино-Корсиканского блока против часовой стрелки на 30° [Edel, Lortscher, 1977; Montigny et al., 1981] и его пододвиганием под Адриатический выступ. Пододвигание привело к сдвиганию коры и воздыманию поверхности, что спровоцировало начало северо-восточного дрейфа лигурийских покровов, возникших при замыкании реликтов Тетиса в эоцене.

Тогда же, в олигоцене и, может быть, еще в конце эоцена началось формирование Карпатской дуги. В конце олигоцене в сжатие и надвигание были вовлечены внешние флишевые зоны Карпат, которые в нижнем миоцене надвинулись на Мизийскую плиту, Восточно-Европейскую платформу и средневропейские герциниды. В то же время испытали осевое воздымание Альпы и Пиреней. Возник Предальпийский молассовый прогиб и подобные прогибы по обе стороны Пиренеев. Началось надвигание этих горных сооружений на молассы прогибов.

В начале олигоцене восточнее Срединно-Атлантического хребта образовалась субширотная праводвиговая зона разломов, достигшая пролива между Африкой и Иберией [Srivastava et al., 1990]. Можно предполагать, что в олигоцене и миоцене праводвиговые перемещения вызвали вращение и поворот на 300 км тектонических зон северо-западного края Африканской плиты с формированием структурной дуги Эр-Рифа – Бетских Кордильер. До рубежа 20 млн лет Азоро-Гибралтарская сдвиговая зона имела компоненту ра-

стяжения, с которой был связан подъем мантийного диапира. Возраст максимального разогрева – около 30 млн лет [De Yong, 1990]. Последующее остывание диапира привело в раннем миоцене к начавшемуся погружению Южно-Балеарской впадины. 20 млн лет назад правый сдвиг на границе Африки и Иберии дополнился их сближением и сжатием тектонических зон. В раннем миоцене произошло надвигание внутренних массивов Тель-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер на внешние зоны. В среднем миоцене, а в Тель-Атласе с раннего миоцена покровообразование и складчатость охватывают флишевую зону. Ось глубоководного прогиба северо-западного края Африканской плиты смещается в процессе надвигания к югу, а прогиб становится молассовым.

Развитие Азоро-Гибралтарского правого сдвига изменило динамическую обстановку в Западном Средиземноморье и соседних частях герцинской Европы. Относительное сжатие стало северо-западным, и это отразилось, в частности, в средне- и позднемиоценовых левосдвиговых смещениях вдоль Лигурийской впадины и разломов Верхнерейнского грабена.

Существенные изменения приходятся на поздний миоцен. В обстановке северо-западного сжатия – северо-восточного растяжения возникают простирающиеся на северо-запад грабены и сбросы Пантеллерийско-Ливийской системы, продолжающие развиваться до сих пор. С тортона [Pasquale et al., 1993] началось интенсивное погружение Тирренской впадины. Оно было связано, с одной стороны, с развитием грабенов и сбросов Пантеллерийско-Ливийской системы, активизировавшимся на тирренском участке с окончанием вращения и северо-восточного дрейфа Корсико-Сардинии. С другой стороны, формирование Тирренского моря происходило в условиях сжатия со стороны Африканской плиты, развития под впадиной мантийного диапира, увеличения крутизны Калабрийско-Сицилийской дуги и ее надвигания на Ионическую впадину Средиземного моря с образованием мантийной сейсмофокальной зоны и известково-щелочным вулканизмом Эоловых островов. Эти процессы продолжались и в плиоцен-четвертичное время. В то же время в Лигурийской впадине активный рифтогенез прекратился, и ее погружение происходило за счет остывания ранее возникшего мантийного диапира. Те же при-

чины, вероятно, вызвали быстрое погружение Южно-Балеарской впадины и начало погружения Альборанской впадины, ускорившегося в плиоцен-четвертичное время.

Одновременно с Тирренской происходит погружение Эгейской впадины, перед южным фронтом которой развивается Крито-Эллинская дуга с мантийной сейсмофокальной зоной, передовым желобом и известково-щелочным вулканизмом в тылу дуги. Формируются менее глубокая мантийная сейсмофокальная зона под Кипрской дугой и сопряженная с ней левая сдвиго-надвиговая Латакийско-Килисская зона разломов с подводным хребтом Латакия на северном краю Левантской впадины Средиземного моря [Поникаров и др., 1968; Вел-Авгаһам, Tibor, 1993].

В начале позднего миоцена испытала существенную перестройку территория Паннонской впадины. Если прежде (18–12 млн лет назад) здесь развивались локальные впадины, вероятно, сопряженные со сдвигами [Horvath et al., 1993], то в баденский век произошло значительное общее погружение, более всего в Большой и Малой Венгерской впадинах, продолжавшееся, хотя и менее интенсивно, в плиоцен-четвертичное время [Николаев, 1986]. По мнению Ф.Хорвата и его соавторов, эта перестройка связана с переходом от фазы присдвигового рифтогенеза и подъема мантийного диалаира к фазе его остывания и соответствующего погружения поверхности; между двумя фазами имел место эпизод сжатия и складчатости.

В позднем миоцене активизировались процессы складчатости и надвигообразования во всех горно-складчатых сооружениях Альпийского пояса. Структуры Тельд-Атласа и Эр-Рифа надвигались на южный молассовый прогиб, который при этом испытывал складчатость. Подобные деформации возникли в передовом прогибе перед западной частью Бетских Кордильер, тогда как на востоке происходило надвигание на эпипалеозойскую платформу с формированием покровных структур Суббетской и Предбетской зон. В покровообразование и складчатость Апеннин вовлекаются края Адрии, включая молассовые отложения. Этот процесс продолжается до настоящего времени, охватывая все более внутренние зоны молассового прогиба. Подобное надвигание на Адриатический молассовый прогиб испытывают и Южные Альпы, но там в четвертичное время

процесс несколько замедлился. Что же касается собственно Альп, то в позднем миоцене продолжалось их воздымание и надвигание на предгорный прогиб, заполняемый молассой. В Восточных Альпах это продолжалось и в раннем плиоцене. Под давлением Западных Альп в позднем миоцене произошло надвигание в Юрских горах, а в плиоцене последние надвинулись на запад, перекрыв, в частности, край грабена Брес Рейско-Лигурийской рифтовой системы. В Западных Карпатах в позднем миоцене происходило надвигание флиша на молассу предгорного прогиба, сменившееся в плиоцен-четвертичное время воздыманием и формированием современного рельефа [Kvitkovic, 1993]. Те же две стадии с постепенным омоложением с запада на восток отмечаются и в Восточных Карпатах [Nemcok, 1993].

Таким образом, в Альпийской Европе и на соседних территориях фиксируются фаза радикальных структурных изменений конца среднего и позднего эоцена, фазы активизации и существенных перестроек конца олигоцена – начала миоцена и начала среднего миоцена (см. рис. 67). В ходе сложной и продолжительной тектонической фазы позднего миоцена – раннего плиоцена сформировались все главные элементы современной структуры. Позднее продолжали развиваться те же тенденции, причем воздымание многих горных сооружений происходило с ускорением несмотря на то, что надвигание некоторых из них на соседние области замедлилось или прекратилось.

### 3.2.4. Исландия

Неоген-четвертичные этапы развития достаточно подробно изучены, начиная со среднего миоцена (см. рис. 35, 37). До начала плиоцена ось рифтовой зоны располагалась западнее современной и связывала соседние участки Срединно-Атлантического рифта, хребет Рейкьянес на юге и хребет Кольбенсей на севере, почти без смещения [Saemundsson, 1974; Исландия..., 1979; Трифонов, 1978,]. Интенсивность раздвигания, которую предположительно можно оценить по количеству извергавшихся вулканических продуктов, сначала возрастала, достигнув максимума 12–10 млн лет назад. Затем она стала уменьшаться, и последние, сравнительно небольшие по объему, излияния базальтов на севере древнего рифта имеют возраст 5–6 млн лет. Неовулканической, т.е. современной, рифтовой зоны на севере Исландии тогда не су-

ществовало. На ее месте при слабом местном вулканизме и при удаленности основных источников вулканического материала в раннем плиоцене отложилась вулканогенно-терригенная толща небольшой мощности [Saemundsson, 1974; Исландия..., 1978].

Интенсивный вулканизм и рифтообразование начались в северной части неовулканической зоны примерно 3,5 млн лет назад [McDougall, Wensink, 1966], т.е. в середине плиоцена. Одновременно возникла Тьорнесская трансформная зона, связавшая новообразованный рифт с рифтом подводного хребта Кольбенсей [Trifonov, 1978b]. На юг Исландии новообразованная рифтовая зона не продолжалась. Здесь в течение всего плиоцена вулканические и осадочные породы формировались в условиях слабой местной вулканической активности и удаленности главных центров извержений, т.е. в условиях, аналогичных тем, которые существовали в раннем плиоцене на месте неовулканической зоны Северной Исландии. Продолжала функционировать южная часть древнего рифта. Ее связывала с северной частью неовулканической зоны Снейфедльснесская трансформная зона.

В раннем плейстоцене новообразованная восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, где, возможно, уже в среднем плейстоцене достигает побережья и местами продолжается на шельф. Между восточной ветвью и хребтом Рейкьянес возникает связующая их Рейкьянесская трансформная зона. Западная (древняя) ветвь рифта Южной Исландии постепенно уступает восточной ветви свою главенствующую роль. Снейфедльснесская зона сохраняется лишь в качестве северной границы реликтовой западной ветви рифта, и ее тектоновулканическая активность ослабевает.

На рубеже позднего плиоцена и плейстоцена происходят небольшие изменения и в строении современного рифта Северной Исландии. В частности, раннеплейстоценовый вулканизм распространяется на север, где продукты извержений новообразованных вулканов и вулканических трещин местами залегают непосредственно на миоценовых базальтах. Среди среднеплейстоценовых образований отмечается спад вулканической активности в эпоху миндельского оледенения.

Таким образом, в развитии рифтовой системы Исландии намечаются: кульминация вулканизма

и раздвигания в конце среднего миоцена (12–10 млн лет назад); позднемиоценово-раннеплиоценовый спад активности, закончившийся в конце раннего плиоцена (не позже 3,5 млн лет назад) существенной перестройкой структурного плана; активизация рифтогенеза в позднем плиоцене и новая перестройка на его границе с плейстоценом (около 1,8 млн лет назад); продолжение рифтогенеза и вулканизма в течение четвертичного периода при непродолжительном спаде активности в начале среднего плейстоцена (примерно 0,7–0,6 млн лет назад). Детальные исследования в зоне Срединно-Атлантического хребта около 37° с. ш. частично подтвердили этапность развития, выявленную в Исландии. В частности, по рисунку полюсовых магнитных аномалий намечается изменение направления спрединга 3,5 млн лет назад [Ramberg et al., 1977]. Более частным событием была скачкообразная миграция одного из непротяженных рифтовых отрезков 2–2,5 млн лет назад.

### ***3.2.5. Курило-Камчатская область и запад Северной Америки***

В оформлении современной структуры Камчатки решающее значение имели тектонические события конца миоцена. В это время вулканическая дуга мигрировала к востоку и распространилась на Восточно-Камчатскую зону, ранее невулканическую [Храмов, Флоренский, 1969; Авдейко, 1977]. Практически вся Камчатка была охвачена складкообразованием, приведшим к созданию горного рельефа. Возник современный глубинный поддагг на краю островной дуги и более мелкие нарушения надвигового типа [Эрлих, Мелекесцев, 1974].

Структурообразующая роль позднемиоценовых движений была различной в разных районах Камчатки [Гладенков и др., 1980]. В Западно-Камчатской зоне среднемиоценовое морское осадконакопление в позднем миоцене почти повсеместно сменилось континентальным с признаками угленосности. Средне-верхнемиоценовые отложения были смяты в пологие складки и с угловым несогласием перекрыты морскими осадками плиоцена. К востоку напряженность предплиоценовой складчатости нарастает и увеличивается стратиграфический перерыв в основании плиоцена: верхнемиоценовые образования в разрезах отсутствуют. Лишь на северо-востоке Камчатки, т.е. севернее ее сочленения с Алеутской дугой, осадко-

накопление продолжалось в позднем миоцене, и предплиоценовое несогласие было сравнительно слабым. Но и там плиоценовые осадки залегают на миоценовых с разрывом (о-в Карагинский) или угловым несогласием (залив Корфа).

Складкообразование и поднятие Центрально-Восточно-Камчатской зон привело к разрыву и частичному выравниванию горного сооружения. Затем поднятие возобновилось и последовала резкая вспышка вулканизма, представленная образованиями кахтунской и шапинской свит. Они формировались в континентальных условиях, и лишь в низах шапинской свиты, отлагавшейся в Восточно-Камчатской зоне, присутствуют прибрежно-морские образования. В составе свит есть как продукты площадных (трещинных) излияний и стратовулканов, так и проявления кислого эксплозивного вулканизма, представленные пирокластическими выбросами и покровами игнимбритов [История..., 1974]. Эта стадия развития закончилась блоковыми движениями и локальной складчатостью. В течение следующей, крерукско-тумракской, стадии вулканическая деятельность продолжалась в Срединном хребте, а на Восточной Камчатке стала слабее и сохранилась лишь в поперечных структурах [Эрлих, Мелекесцев, 1974]. Темп воздымания, вероятно, замедлился.

Хронология указанных событий остается не вполне ясной из-за недостаточной обоснованности возрастных определений. В кахтунской свите найдены плиоценовые растительные остатки, а калий-аргоновые определения возраста пород дали  $4,0 \pm 0,2$  млн лет [Гладенков и др., 1980]. Палеомагнитное изучение тумракского и сопоставляемого с ним крерукского комплексов показало их принадлежность к палеомагнитной эпохе Матуяма, но не обнаружило образований древнее эпизода Гилса [Меннер и др., 1972; Певзнер, 1972]. Это дает основание считать кахтунскую и шапинскую свиты плиоценовыми, а крерукский и тумракский комплексы — нижнеплейстоценовыми. В таком случае плиоцен характеризовался на Камчатке интенсивными восходящими движениями и вулканизмом. В нижнем плейстоцене эти процессы продолжались, но, возможно, стали несколько слабее. На границе плиоцена и плейстоцена имела место активизация движений, более локальная и не столь значительная, как в позднем миоцене.

В самом конце раннего и начале среднего плейстоцена скорость поднятия резко уменьшилась, а затем восходящие движения сменились нисходящими [Мелекесцев, 1980]. Эта перемена не означалась крупным перерывом и складчатостью, но непродолжительный перерыв в вулканической деятельности был, о чем свидетельствует гораздо худшая сохранность (большая эродированность) раннеплейстоценовых вулканов по сравнению со среднеплейстоценовыми. Денудация горных систем создала холмисто-низкогорный рельеф, на котором происходили массовые излияния плато-базальтов и андезито-базальтов из трещин и щитовых вулканов. Начала заполняться тонкими озерными осадками Центральная Камчатская депрессия.

Во второй половине среднего плейстоцена вертикальные движения становятся более контрастными [История..., 1974]. Рост Срединного и Восточного хребтов проявляется в поглубинении обломочного материала Центральной Камчатской депрессии. В поднятие вовлекаются некоторые районы предшествовавшего вулканизма. Наряду с развитием андезито-базальтовых стратовулканов резко активизируется кислый вулканизм. На севере Камчатки вулканическая деятельность замирает и происходит медленное поднятие территории.

В позднем плейстоцене и голоцене продолжают те же тенденции, но роль базальтового и андезито-базальтового вулканизма возрастает, особенно в голоцене. Из-за продолжающегося воздымания Центральная Камчатская депрессия распадается на отдельные впадины. Высота гор достигает плиоценового уровня, а возможно, и превосходит его.

Курильские и Командорские острова характеризуются той же стадийностью плиоцен-четвертичного развития, что и Камчатка [История..., 1974]. Широкое распространение имела и выявленная на Камчатке позднемиоценовая тектоническая активизация [Гладенков и др., 1980]. В Японии поздний миоцен характеризовался восходящими движениями, а ранний плиоцен — морской трансгрессией. На Сахалине и Хоккайдо в конце миоцена — начале плиоцена имели место складко- и горообразование, сменившееся в раннем плиоцене выравниванием и морской трансгрессией. Лишь в крупных, унаследованно развивавшихся прогибах перерыва в осадконакоплении не было [Гладенков и др., 1980].

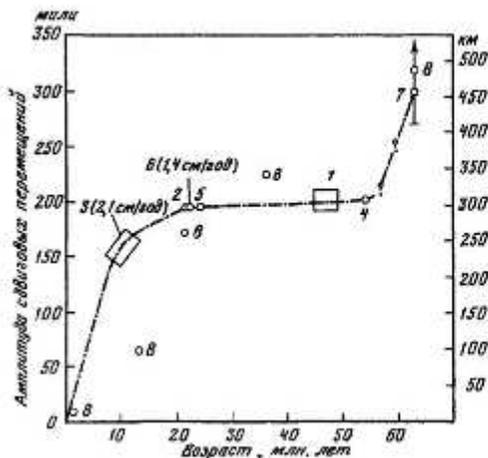


Рис. 68. Вариации скорости праводвигового перемещения по разлому Сан-Андреас в течение кайнозоя [Трифонов, 1983, по опубликованным данным: 1 - Clarke, Nilsen, 1973; 2 - Crowell, 1973; 3, 5, 6 - Huffman et al., 1973; 4 - Sage, 1973; 7 - Proceedings..., 1968; 8 - Hill, Dibblee, 1953]

Стрелка показывает пределы возможного смещения мезозойского гранито-метаморфического комплекса [Clarke, Nilsen, 1973]

Figure 68. Variations of rates of dextral motion on the San Andreas fault during the Cenozoic [Трифонов, 1983, after (1) Clarke, Nilsen, 1973; (2) Crowell, 1973; (3, 5, 6) Huffman et al., 1973; (4) Sage, 1973; (7) Proceedings..., 1968; (8) Hill, Dibblee, 1953]

Arrow shows limits of possible offset of the Mesozoic granite-metamorphic unit [Clarke, Nilsen, 1973]

Окончательное становление континентальной коры на западе Северной Америки произошло в ларамийскую эпоху. Оно характеризовалось поддвижением восточной части Тихого океана (плиты Фараллон) под континент по весьма пологой поверхности и сопровождалось известково-щелочным вулканизмом и гранитообразованием. В ходе поддвижения плита Фараллон постепенно сокращалась, т.е. океаническая рифтовая система сближалась с зоной поддвига. 29 млн лет назад достигла края континента выступающая к востоку часть рифтовой системы, а в последующие 9–10 млн лет подобное произошло и с ее соседними участками [Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973; Brown et al., 1992]. На участках смыкания взаимосвязанные процессы спрединга и поддвижения прекратились. 20–17 млн лет назад резко упала вулканическая активность [McKee et al., 1970], после чего область известково-щелочного вулканизма ограничилась узкой полосой Каскадных гор, Калифорнии (США) и п-ова Калифорния [Пушаровский, Меланхолина, 1963; Gastil, 1973; Stewart et al., 1977]. 15 млн

лет назад известково-щелочной вулканизм затухает на юге п-ова Калифорния, а к концу миоцена — на большей части Калифорнии и сохраняется лишь в Каскадных горах, где распространяется до Британской Колумбии [King, 1951]. Центр четвертичных вулканов располагается здесь несколько восточнее плиоценовых и сохраняет активность до сих пор.

С прекращением взаимосвязанных процессов спрединга и субдукции на значительном отрезке западного края Северо-Американского континента изменилось направление относительного перемещения Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит и произошла радикальная перестройка структуры. Возникла грандиозная праводвиговая система Сан-Андреас, возможно, унаследовавшая частично позднеларамийскую зону нарушений и продолжающаяся на юго-востоке системой косого раздвижения (сочетание коротких трансформных и рифтовых зон) Калифорнийского залива. Возникли также динамически связанные с системой Сан-Андреас система надвигов и левых сдвигов Поперечных хребтов и система сбросов и сбросо-сдвигов Провинции Бассейнов и Хребтов.

Анализ праводвиговых смещений геологических образований разного возраста показал, что с палеогена до раннего миоцена, а на юге, где разлом разделен на несколько ветвей, и в более ранние эпохи, Сан-Андреас как сдвиг не функционировал. С конца раннего миоцена (не раньше 17–20 млн лет назад) по разлому возникло правое смещение примерно на 300 км, осуществлявшееся с средней скоростью 15–18 мм/год. Этот процесс протекал неравномерно (рис. 68). В среднем и начале позднего миоцена (13–8 млн лет назад) скорость сдвига составляла 2–7 мм/год, в позднее возросла до 21–30 мм/год [Huffman, 1973]. У.Дикинсон и его соавторы [Dickinson et al., 1972] также отмечают последовательное нарастание скоростей движения. Разлом Сан-Габриэль прежде был сегментом Сан-Андреаса, но позднее оказался смещенным разломами системы Поперечных хребтов. Исходя из времени прекращения горизонтальных перемещений по разлому Сан-Габриэль, Дж.Кроуэлл [Crowell, 1973] допускает, хотя и не считает доказанным, весьма молодой (не больше 4 млн лет) возраст южной части разлома Сан-Андреас и, соответственно, 240-километрового смещения по нему, осуществлявшегося в таком

случае со скоростью не менее 60 мм/год. Это согласуется с мнением о плиоценовом (4,5 млн лет назад) раскрытии и дальнейшем косом раздвигании Калифорнийского залива на 260 км [Atwater, Molnar, 1973]. Последнее, однако, может включать и результат растяжения континентальной коры в среднем и позднем миоцене. Поэтому вопрос в величине ускорения сдвига в плиоцен-четвертичное время остается открытым. Сейчас скорость движения по разлому в разных его частях колеблется от 20 до 40 мм/год [Трифонов, 1983; Brown et al., 1992].

Развитие разломов и складок и поднятие Поперечных хребтов происходило после раннего, а скорее, после среднего миоцена [Jahns, 1973]. Смещение по зоне разломов Матибу-Кунамонга разлома Сан-Габриэль, бывшего в среднем и позднем миоцене продолжением разлома Сан-Андреас, позволяет говорить о раннеплиоценовой активизации движений. Последняя вспышка складкообразовательных движений приходится на средний плейстоцен [King, 1951].

Новейшая блоковая структура Провинции Бассейнов и Хребтов возникла после пенеппенизации складчатых сооружений ларамийской эпохи. Ранне-среднемиоценовые сбросы северо-северо-западного простирания зафиксированы в южной части Провинции, на границе Калифорнии и Аризоны [Eaton, 1979]. С середины миоцена развиваются сбросы Большого Бассейна [Nolan, 1943]. В ходе развития центральная часть Большого Бассейна постепенно утрачивает активность и процессы разрывообразования сосредоточиваются на его западном и восточном краях, где некоторые хребты возникают лишь в плиоцен-четвертичное время [Eardley, 1962].

Характерный для Провинции базальтовый и контрастный (риолит-базальтовый) вулканизм с повышенным содержанием калия 25–17 млн лет назад охватывал лишь южные районы Провинции [Snyder et al., 1976], соседние с той областью, где раньше всего ось Восточно-Тихоокеанского поднятия приблизилась к краю континента и изменился характер их взаимодействия. 17–14 млн лет назад базальтовый вулканизм распространился к северу. Зоне извержений отвечает дайковый пояс северо-северо-западного простирания, протягивающийся до Колумбийского плато [Christiansen, McKee, 1978]. Дайки и сохранившиеся на юге Провинции сбросы того же направления свиде-

тельствуют о том, что первоначально возникшие структуры растяжения простирались почти параллельно системе Сан-Андреас, по которой в то время, возможно, еще не происходило значительных сдвиговых перемещений. 14 млн лет назад наряду с обогащенными калием базальтами значительное распространение получают риолиты. В центре Большого Бассейна и на Колумбийском плато вулканизм постепенно замирает. Он смещается к западному и восточному краям Большого Бассейна, где в это время развиваются сбросы меридионального, реже северо-восточного простирания и сочетающиеся с ними местами правые сдвиги северо-западного направления [Тамильгон, Майерс, 1970].

Итак, в начале миоцена сформировалась система разломов Сан-Андреас, заложились примерно параллельные ей сбросы на юге Провинции Бассейнов и Хребтов и там же начался базальтовый вулканизм. Решающим был конец раннего миоцена (20–17 млн лет назад), когда имел место резкий спад известково-щелочного вулканизма и начались медленные сдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас. В течение последующих 3 млн лет базальтовый вулканизм и сбросы распространяются в северную часть Провинции Бассейнов и Хребтов. В среднем и, возможно, позднем миоцене оформляется современный структурный план Провинции, начинаются складкообразование и воздымание в Поперечных хребтах, растяжение континентальной коры в Калифорнийском заливе, происходит складкообразование на территории штатов Орегон и Вашингтон (США). Резкая активизация горизонтальных движений по разлому Сан-Андреас приходится на поздний миоцен (8 млн лет назад). Известково-щелочной вулканизм сосредоточивается в Каскадных горах, а на западе и востоке Провинции Бассейнов и Хребтов извергаются контрастные риолит-базальтовые серии. Дальнейшее ускорение движений по разлому Сан-Андреас и другим системам нарушений, вероятно, имело место в раннем плиоцене – около 4 млн лет назад. В это время происходит перестройка рисунка разломов на юге системы Сан-Андреас, разрыв континентальной коры в Калифорнийском заливе, перестройка вулканической системы Каскадных гор. На средний плейстоцен приходится эпизод интенсивного складкообразования в Поперечных хребтах.

### *3.2.6. Корреляция тектонических событий в разных подвижных поясах; фазы и эпизоды*

На приведенных примерах мы убедились, что на достаточно обширных территориях неотектонические события закономерно связаны во времени. Вместе с тем, обнаруживаются черты широкой, хотя, возможно, и не повсеместной синхронности крупных событий в разных подвижных поясах (рис. 69). Так, в конце эоцена — начале олигоцена имели место складко- и покровообразовательные движения в зоне Инда (их отголоском были деформации поверхности и начало накопления моласс на обширной территории вплоть до Тянь-Шаня), на пространствах Ирана, Закавказья и Анатолии, в Западном Средиземноморье, Альпах, Пиренеях, Атласе и на Кубе. Начинает формироваться Карпатская дуга. В некоторых осевых зонах Альпийско-Азиатского пояса начинается формирование современного рельефа. Одновременно закладываются Рейнско-Лигурийская и Красноморско-Аленская рифтовые системы.

К рубежу олигоцена и миоцена тяготеют значительные проявления складчатости, надвигания, гранитизации и метаморфизма в Гималаях, на Южном и Центральном Памире. Тогда же имели место складкообразовательные движения в Понто-Каспийской области, покрово- и складкообразование во внешних зонах Карпат, в Альпах, Южных Пиренеях, внутренних зонах Тель-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер. Закладывается Азоро-Гибралтарская праводвиговая зона. Начинается формирование современного рельефа в ряде районов Ирана и Анатолии. Возникает зона разлома Сан-Андреас, и начинается сбросообразование и вулканизм в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки.

На рубеже раннего и среднего миоцена активизируются горизонтальные тектонические движения в Гималаях и на Памире. Происходят интенсивные деформации в зоне Главного надвига Загроса и начинается интенсивное складко- и надвигообразование во Внешнем Загросе. Происходит вращение Корсико-Сардинского блока, и начинается движение лигурийских покровов на северо-восток. В надвигообразование вовлекается флишевая зона Тель-Атласа и Эр-Рифа. Возникают Афарская и Эфиопская рифтовые зоны, преобразовав двойное сочленение рифтов Северо-Восточной Африки в тройное. Оформляются основные

черты неотектонического структурного плана и направленность новейших движений на западе Северной Америки; начинаются праводвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас.

Значительная неотектоническая активизация имела место в позднем миоцене — раннем плиоцене, в течение которых выделяется несколько эпизодов усиления тектонических движений, проявившихся на обширных территориях. Среди них особенно важны эпизоды на границах среднего и позднего миоцена, миоцена и плиоцена, раннего и позднего плиоцена. В эту эпоху интенсивные горизонтальные перемещения и складкообразовательные охватили периферические зоны Альпийско-Азиатского пояса: Северный и Внешний Памир, зону Главного пограничного разлома Пималаев и Субгималаев, Белуджистан и, позднее, Сулеймановы и Киртарские горы, Внешний Загрос, зону краевых складок Восточной Анатолии, Копетдаг, юго-восточное и северо-западное окончания Большого Кавказа, внешние зоны и предгорья Карпат, Юрские горы, внешние зоны и молассовые прогибы Тель-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер. Начинаются воздымание Тибета и интенсивные сдвиговые перемещения между континентальными блоками Центральной Азии, сопровождаемые формированием грабенов Байкальской системы и Шаньси. Происходит надвигание Апеннин и Южных Альп на Адриатический молассовый прогиб. Возникают Пантеллерийско-Ливийская рифтовая зона, Тирренская, Эгейская и Паннонская впадины, сопровождаемые на южных флангах мантийными сейсмофокальными зонами. Происходит углубление других впадин Средиземноморья. В конце миоцена, а местами в течение всего позднего миоцена происходит складкообразование и позднее начинает развиваться современный горный рельеф на Камчатке, Сахалине и в Японии. Ускоряются сдвиговые перемещения по зоне разлома Сан-Андреас и развиваются связанные с ней системы нарушений, активные по сей день. В начале позднего миоцена достигают максимума проявления вулканизма и рифтогенеза в Исландии. Активизируется раздвижение рифтовых зон Северо-Восточной Африки.

Результатами последующих неотектонических событий были достройка и окончательное оформление современного облика подвижных зон, интенсивное воздымание горных хребтов, возра-



Выделенные фазы и эпизоды неотектонической активизации отражают постепенное зарождение и усиление тех черт, которые отличают новейший этап от предшествовавших эпох мезозоя и кайнозоя. Значение разных фаз и эпизодов в этом процессе различно. Эпоха активизации конца эоцена — начала олигоцена (пик — 40–35 млн лет назад), отождествляемая с пиренейской фазой, проявилась главным образом в Альпийско-Азиатском поясе, Карибском регионе и сопряженных областях. По содержанию тектонических процессов она мало отличалась от меловых фаз диастрофизма. Это относится и к последующим тектоническим фазам: конца олигоцена — начала миоцена и начала среднего миоцена. Каждая из них характеризовалась складко- и покровообразованием на тех или иных территориях и лишь в небольшой степени увеличивала площади, охваченные собственно горообразовательными процессами. По-видимому, до конца среднего миоцена тектоническая обстановка на континентах не была уникальной для мезозоя и кайнозоя. Подобные условия периодически возникали и в предшествовавшие тектонические фазы. Вместе с тем, с эоцена до конца среднего миоцена были заложены главные элементы подвижных поясов, активно развивавшиеся позднее.

Решающее значение для формирования современной структуры имели тектонические события, которые начались в конце среднего миоцена и продолжались до середины плиоцена. В это время, с 12 до 3,5 млн лет назад, сформировались и получили геоморфологическое выражение почти все тектонические особенности, отличающие новейший этап от более ранних эпох мезозоя и кайнозоя. Резко сократилась площадь континентальных трансгрессий. Сформировались и приобрели контрастный рельеф горные системы и рифтовые зоны. Возросла скорость опускания океанических желобов: именно с позднего миоцена они начали развиваться как некомпенсированные прогибы, несмотря на рост горных сооружений и, соответственно, увеличение выноса обломочного материала с островных дуг и активных континентальных окраин. Горообразование охватило не только области альпийского диастрофизма и альпийской консолидации континентальной коры, но и многие древние и прежде стабильные области континентов. В позднелигоцен-четвертичное время указанные особенности сохранились; активно

росли и распространялись на большие площади горные сооружения.

Отмеченные фазы кайнозойского тектогенеза характеризовались одновременной активизацией сжатия в складчатых поясах, растяжения в рифтовых зонах и горизонтальных перемещений в сдвиговых системах. Но обнаруживаются более короткие эпизоды, которые, насколько позволяет судить современная точность датировок, не укладываются в указанную закономерность. Так, в самом начале позднего миоцена (накануне позднелигоценной активизации рифтогенеза) на северо-востоке Африки, в Афарском и, возможно, Красноморском рифтах, имели место кратковременные дифференцированные движения, проявившиеся в угловых несогласиях между средне- и позднелигоценными толщами. Эти проявления диастрофизма совпадают по времени с активизацией складко- и надвигообразования в соседних частях Альпийско-Азиатского пояса.

Примерно 4,5 млн лет назад, когда в Альпийско-Азиатском поясе после кратковременной понтической трансгрессии вновь наступила эпоха интенсивного сжатия, т.е. складкообразования и воздымания горных систем, произошли перестройки структурного плана в рифтовых системах Северо-Восточной Африки, Исландии и Центральной Атлантики. Тогда же приобрела современное структурное выражение рифтово-трансформная система Калифорнии. Перестройка рифтовой зоны, во всяком случае в Исландии, сопровождалась спадом активности рифтогенеза. Следующий эпизод активизации диастрофизма в Альпийско-Азиатском и других горно-складчатых поясах, имевший место 1,8–1,6 млн лет назад, также совпадает с частичными структурными перестройками в рифтовых системах Исландии и Северо-Восточной Африки. Вместе с тем, эпизодам трансгрессий в горно-складчатых поясах (поздний плиоцен, ранний плейстоцен) соответствуют стадии усиления процессов рифтогенеза в указанных зонах.

Таким образом, некоторые эпизоды интенсивного сжатия в горно-складчатых поясах совпадают не со стадиями активизации растяжения в рифтовых системах, а с эпизодами их перестройки, возможного спада интенсивности рифтогенеза и даже слабого складкообразования. Это дает основание предполагать, что в течение новейшего этапа могли чередоваться стадии глобального относительного сжатия и растяжения [Милаоновский,

1978; P.Bankwitz, E.Bankwitz, 1974]. Если такие колебания действительно существовали, они были более короткопериодными, нежели стадийность общей активизации тектогенеза (и сжатия, и растяжения), и в значительной мере подавлялись проявлениями последней.

Интересный аспект взаимосвязи тектонических процессов в Евразийско-Атлантической полушере Земли намечается при более крупномасштабном сопоставлении мезозойско-кайнозойских геологических событий в пределах Гондваны и обрамлений Тетиса. Нет надежных методов определения ширины Тетиса в различные эпохи. Палеомагнитные данные о перемещениях тех или иных отложений по широтам дают величины сближения фаций, формировавшихся на его разных краях, т.е. максимально возможную, но не реальную ширину бассейна. Однако характер отложений позволяет полагать, что ширина Тетиса и унаследовавшего его Средиземноморско-Индийского бассейна не оставалась постоянной. Были эпохи преобладания то спрединга, то поглощения вещества. Так, в пермское время ширина Тетиса, вероятно, была минимальной, и коллизионные условия господствовали на обширных тер-

риториях. В середине и конце мела происходили интенсивное покровообразование и, очевидно, связанное с ним поперечное укорочение тектонических зон северного фланга Тетиса без каких-либо свидетельств одновременного возрастания интенсивности спрединга. Существенное поперечное укорочение средиземноморской и ближневосточной частей Тетиса имело место в олигоцен-четвертичное время. Можно допустить, что указанные эпохи были эпохами снижения относительной роли раздвигания на северном и северо-восточном флангах Гондваны и позднее Африки. Но именно на эти эпохи приходится пик рифтогенеза, раскалывавшего Гондвану и позднее Африку в направлении, косом или перпендикулярном к осевым зонам спрединга и другим продольным структурам Тетиса. Эти рифтовые зоны «антитетического» направления, сохранившиеся в Африке и на обрамлениях Атлантического океана, ось спрединга которого принадлежит тому же направлению, наиболее интенсивно развивались как бы в противофазе рифтовым зонам Тетиса. Иначе говоря, с начала распада Гондваны попеременно усиливалось ее растяжение то вдоль Тетиса, то перпендикулярно к нему.