НЕОТЕКТОНИКА ЕВРАЗИИ

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 сталии - позднего плейстонена 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 понерхности 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 подожений современных теорий и концепций.

Сейсмологические и неотектонические данные о глубинном строении и кинематике активных зон. палеомагнитная характеристика и корреляция разрезов новейщих 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.Ликкинсон, 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 леформированных) областей с полнижными 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 — разрастания океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и ее субдукции — поглощении в областях островных дуг и активных континентальных окраин. Решающим доказательством 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 залач. В этом общирнейшем континенте и сопредельных океанических областях представлено все разнообразие тектонических условий современного структурообразования. Изученность неотектоники Евразии неравномерна. Полученная в ходе наших исследований новая информания и ее сопоставление с ранее известными фактами позволили в ряде случаев выявить новые закономерности и сазвить 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 рельфа. Они непрерывно изменяются под действием экзогенных факторов так, что изучение этих факторов, морфологии и эволюции рельефа в разных ландшафтных условиях, т.е. решение сугубо геоморфологических задач, было обязательным элементом такого структурно-геологического исследования. Широкое применение при этом нашел анализ аэрокосмических изображений. позволивший на адекватном материале выделять и картировать разнообразные новейшие структуры независимо от ландшафтных условий и доступности. Особенно много аэрокосмические изображения дали для исследования пространственных соотношений и ранговой сополчиненности новейших структур. Использовались также результаты изучения коупномасштабных горизонтальных неотектонических перемещений путем определения магнитных склонений и наклонений в горных породах того или иного возраста.

Хорошая сохранность проявлений голоценового и позднеплейстоценового 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-теоморфологических, 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 ориен-Тировку напряжений, действовавших в очагах землетрясский, 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 биостратиграфического и литолого-фациального изучения новейших отложений, дополненные разнообразными геоморфологическими методами, анализом несогласий, изменений структурных планов и стилей деформации. Если биостратиграфические и литолого-фациальные методы широко применяются и при полобном изучении более древних геологических образований, и их неотектоническая специфика состоит лишь в возможностях более дробного расчленения толш. 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 новейщие отложения с синхронными формами рельефа – террасами и поверхностями выравнивания, обеспечивающая подлинную глобальность исследований. К числу специальных неотектонических методов относятся археодогический, термолюминесцентный и термохоонологический методы возрастной датировки геологических образований. Хотя метод палеомагнитной стратиграфии сейчас применяется для датирования и корреляции достаточно древних отдожений, он остается наиболее надежным в применении к новейшим образованиям. Существенно повышается (по сравнению с более ранними неотектоническими событиями) точность и детальность датирования голоненовых лвижений — вплоть до регистрании отдельных сильных землетрясений. Лля 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 количественкой 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 современных 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.

Рассмативаются проявления неотектонической расслоенности 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 геодогические термины. Некоторые вволимые термины. например, тектонические системы, поясняются в соответствующих разделах работы. Отдельного пояснения требуют понятия активных разломов и тектонической расслоенности 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 этог 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. Однакс 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 раслоенность» 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 субторизонтальными срывами, но также структурно-динамическими различиями между слоями литосферы, и предусматривает в качестве предпосылки ее реологическую расслоенность.

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 палеоматнитных эпох Матуяма и Брюнес), 0,1 и 0.01 млн лет. К нижнему плейстоцену относятся апшеронский ярус Прикаслия [Меннер и др., 1972], калабрийские отложения Средиземноморья [Nakagawa et al., 1974], первые следы покровного оледенения Исландии. Нижняя часть среднего плейстоцена включает днестровский (гюнц-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 микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья 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].

Глава 1

Тектонотипы различных геодинамических обстановок новейшего этапа развития Евразии

Среди новейших структур континентов и океанов различаются, прежде всего, подвижные пояса, где скорости и градиенты неотектонических движений высоки, и относительно стабильные области, где скорости и градиенты понижены. Стабильность той или иной области в данном случае не исключает ее общего латерального перемешения, но оно не дифференцировано и потому не запечатлено в локальных структурах. В этой главе рассматриваются подвижные пояса разных типов, поскольку именно в них черты новейшего тектогенеза представлены особенно ощутимо, и потому результаты их изучения наиболее достоверны.

1.1. Курило-Камчатская островодужная система

Курило-Камчатская островная дуга (рис. 1) протягивается на 2500 км от о-ва Хоккайдо до Северной Камчатки. Общими чертами системы являются: форма плавной, выпуклой в сторону океана дуги и продольная, т.е. северо-восточная, зональность основных структурных элементов, важнейшие из которых — более или менее сложно построенный вулканический пояс, узкий глубоководный (до -8576 м) желоб перед фронтом дуги и начинающаяся от островодужного склона желоба и наклоненная под дугу полоса скопления гипоцентров землетрясений, прослеживающаяся глубоко в маштию и известная в литературе как сейсмофокальная зона Вадати–Заварицкого–Беньофа.

Дуга неоднородна по простиранию. Ее курильская часть имеет кору переходного типа и выражена на поверхности цепью островов, причем наименее мощной и «сиализированной» является кора центральной части цепи. Камчатка целиком выведена из-под уровня моря, имеет горный рельеф с вершинами более 2000 м (не считая молодых вулканических построек) и характеризуется, как и о-в Хоккайдо, корой континентального типа. Поэтому целесообразно рассмотреть курильскую и камчатскую части дуги отдельно. Предметами обсуждения будут современное строение дуги, ее происхождение и эволюция.

1.1.1. Курилы

В курильской части дуги от океана к континенту сменяют друг друга глубоководный желоб, внешняя невулканическая дуга, внешний прогиб. внутренняя вулканическая дуга и тыловой прогиб. переходящий в дно краевого моря (Святловский, 1967; Эрлих, 1973]. Желоб – неполностью скомпенсированный осадками прогиб, в большей или меньшей степени асимметричный. На его склоне, примыкающем к дуге, сейсмопрофилированием фиксируются осложняющие продольные складки и разрывы, среди которых, как показали исследования последних лет, широко представлены не только крутонаклоненные нарушения, но и пологие надвиги [Ломтев, Патрикеев, 1987]. Внешняя луга - новейшее антиклинальное поднятие. Как и внешний прогиб, в некоторых полеречных сечениях она отсутствует. Внутренняя дуга (вулканический пояс) - мощный перекомпенсированный прогиб, местами захватывающий склоны соседних подпятий и сложенный продуктами известково-щелочного вулканизма. Преобладают породы андезито-базальтовой серии, но в некоторых крупных вулканах центрального типа достаточно многочисленны и более кислые продукты извержений. Структуры островной дуги унаследованно развивались с миоцена.

Прежние исследователи [Косминская и др.,

1964; Павлов и др., 1977] давали сравнительно небольшую мощность земной коры Курил - 14-26 км, наименьшую в центре островной цепи. В последние годы эти данные пересмотрены. За поверхность М принята сейсмическая граница 7.9-8,2 км/с, отчего мощность коры возросла. На о-ве Кунашир (Южные Курилы) она определена в 28-34 км [Злобин и др., 1982], а на о-ве Симушир (Центральные Курилы) - в 28-30 км [Злобин, 1985]. В коре выделены два слоя: верхний, со скоростями продольных волн V₂=6,0-6,3 км/с, и нижний, со скоростями V =7,1-7,6 км/с. Отнопение их мощностей возрастает от Кунашира к Симуширу от 1/3 до 1/5-1/6. Эти величины, по-видимому, свидетельствуют о высокой «фемичности» земной коры Курил, особенно в их центральной части. Для сравнения, в континентальной по типу коре Восточного Хоккайдо при близкой к Кунаширу общей мощности верхний слой характеризуется

Рис. 1. Главные элементы четвертичной тектоники Куркло-Камчатской островной дуги, по данным: [Эрлих, 1973; Мелекесцев, 1980; Тектоническая карта..., 1980; Кожурин, Востриков, 1988]

1- глубоководный желоб; 2 - зона передовых невулканических поднятий; 3, 4 - вулкамические пояса: 3 - поднечетвертичный, 4 - раннечетвертичный; 5 - области четвертичного воздымания, интенсивного (слева) и умеренного (справа); 6 четвертичные владины; 7 - выход на поверхность глубинкой сейсмофокальной зоны (зоны сублукции); 8 - 11 - четвертичные раломы, достоверные (слева) и предполагаемые (справа); 6 надвит или взброс, 9 - сдвит, 10 - сброс, 11 - ралом с неизвестным направлением персмещений; 12 - граница впадины и поднятия; 13 - вулканы, действующий (сдева) и позднечетвертичный потухщий (справа); 14 - ось четвертичного линейного антиклинального поднятия; 15 - зона выклинивания гранитнометамоффического слоя

Цифры на карте. 1-7 - острова: 1 - Хоккайдо, 2 - Сахалин, 3 - Кунашир (вулкан Менделеева), 4 - Симушир (вулкан Заварицкого), 5 - Параму унир, 6 - Корагинский, 7 - Командорские; 8-10 - полуострова, 8 - Кроноцкий, 9 - Камчатский, 10 - Озерной; 11-15 - хребты: 11 - Срединный, 12 - Кумроч, 13 - Тумрах, 14 - Валагинский, 15 - Ганальский; 16 - Срединная Камчатская депрессия; 17 - Козыревско-Быстринские поднятия; 18 - Авачинская бухта (г. Петропавловск-Камчатский); 19 - вулкан Ключевская сопка

Figure 1. Main features of Quaternary tectonics in the Kurile-Kamchatkatsland arc, after [Эрлих, 1973; Мелекесцев, 1980; Тектоническая карта..., 1980; Кожурин, Востриков, 1988]

(1) Deep-sea trench; (2) zone of external nonvolcanic uplifls; (J) Late Quaternary volcanic belt; (4) Earlier Quaternary volcanic belt; (5) areas of Quaternary uplifl, intensive in the left and moderate in the right; (6) Quaternary basins; (7) continuation of the deep seismic local zone (zone of subduction) in the land surface; (8) thrust or reverse fault; (9) strike-slip fault; (10) normal fault; (11) fault with unknown sense of motion; (12) boundary of basin or uplifl; (13) volcanoes, active in the left and Late Quaternary unactive in the right; (14) axis of Quaternary linear anticline uplifl; (15) margin of the granitic-metamorphic layer

Numerals in the map: 1-7 - islands: Khokkaido (1), Sakhalin (2), Kunashir and the Mendeleev volcano (3), Simushir and Zavaritskiy volcano (4), Paramushir (5), Karaghinskiy (6), Commandores (7); 8-10 - peninsulas: Kronotskiy (8), Karnchatskiy (9), Ozernoy (10), 11-15 - ridges: Sredinnyi (11), Kumroch (12), Tumrak (13), Valaghinskiy (14), Ganalskiy (15); 16 - Central Kamchatka basin; 17 - Kozyrevsk-Bystrinka uplifts; 18 - Avachinskaya bay and town of Petropavlowsk-Karnchatskiy; 9 - Kliuchevskaya Sopka volcano



скоростями V_{ρ} =5,8-6,1 км/с и составляет половину общей толщины коры.

В поодольном направлении курильская часть островной дуги разделяется на сегменты, расположенные эшелонированно друг относительно друга так, что кажлый более северный сегмент оказывается восточнее предыдущего. Возможно, их разделяют поперечные зоны нарушений, выраженные на земной поверхности прямолинейными проливами между группами островов. Существенных геологических различий между сегментами не обнаружено. Вместе с тем, выявлены геодинамические и геохимические различия отрезков дуги с разными свойствами коры |Фродова и др., 1987]. Так, по данным И.В.Мелекесцева [1980], скорость поднятия о-ва Кунашир за последние 300-320 тыс лет достигает 2,0-2,1 мм/год. о-ва Симушир – 2.4. а о-ва Парамушир (Северные Курилы, где степень «сиализации» коры вновь возрастает) - 1,6-1,7 мм/год. Таким образом, интенсивность четвертичных Движений явно уменьшается по мере «сиализации» коры.

Под тремя указанными островами изотерма 1200°С находится на глубинах 40-50 км, так что на этих глубинах возможно частичное плавление мантийного вещества, подтверждаемое на юге Курил потерей границ обмена сейсмических волн. Т.И. Фролова, И.А. Бурикова и С.И. Дриль [1987] проанализировали содержание калия в продуктах извержений крупных дифференцированных вулканов - Менделеева, Заварицкого и Эбеко, - расположенных, соответственно, на трех упомянутых островах. Эти содержания минимальны у вулкана Заварицкого и максимальны у Эбеко. Они не зависят от расстояния между вулканом и сейсмофокальной зоной (во всех трех случаях оно равно 130-150 км), от мошности коры и ее скоростных характеристик на уровне существования промежуточных очагов, питающих вулканы. Последнее свидетельствует против того, что обогащение калием обусловлено взаимодействием магм с коровым материалом. Это подтверждается низкими («мантийными») отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в продуктах извержений вулкана Эбеко. Вместе с тем, намечается прямая корреляция содержания калия со степенью «сиализации» коры в целом и обратная Корреляция с интенсивностью четвертичных движений. По мнению цитируемых авторов, привеленные результаты объясняются зависимостью содержания калия от длительности взаимодействия магм с глубинными флюидами, которая может определяться протяженностью путей движения магм и проницаемостью коры, ответственной за вежим промежуточных магматических камер.

1.1.2. Новейшая структура Камчатки

В современной структуре камчатской части островодужной системы (рис. 2) выделяются три продольных сегмента, устроенные по-разному: Южно-Камчатский до широты Авачинской бухты, Центрально-Камчатский до широты п-ова Камчатский и его северо-западного продолжения и Северо-Камчатский (Олюторский).

Южно-Камчатский сегмент является структурным продолжением Курил. В его поперечном сечении выделяются: глубоководный желоб, горстантиклиналь Берегового хребта, вулканический пояс, небольшое поднятие гор Голынского и Детинка, тыловой прогиб, переходящий в дно Охотского моря.

Центрально-Камчатский сегмент построен сложнее. В его поперечном сечении между глубоководным желобом и Охотским морем сменяют друг друга [Святловский, 1967; Эрлих, 1973]: зона поднятий Восточных полуостровов, прогиб Вос-

Рис. 2. Карта неотектоники Камчатки [Кожурия, Востриков, 1988]

1, 2 - области: 1 - конэрозионного воздымания (а - высокоподнятые, б - слабо поднятые), 2 - аккумуляции рыхлого материала; 3 - конэрозионные (а) и конседиментационные (б) антиклинальные складки поверхности дочетвертичного основания в пределах областей / и 2; 4 - области накопления средне-позднечетвертичных вулканитов; 5 - центры вулканических извержений: а - шнтообразные раннечетвертичные вулканы, 6 - средне-позднечетвертичных вулканитов; 5 - центры вулканических извержений: а - шнтообразные раннечетвертичные вулканы, 6 - средне-позднечейстоценовые кальдеры, а, г - стратовулканы (в - позднеплейстоцентолоценовые, г - средне-позднеплейстоценовые); 6 - разломы: а, 6 - с выражениой в рельефе сбросовой компонентой в сотни метров (а) и в первые метры и десятки метров (б). в - с неустановленным характером смещений, г - со сдвиговой компонентой смещений; 7 - глубянные разломные зоны, плохо выраженные на поверхности; 8 - подводные хребты; 9 - оси Камчатского и Алеутского глубоководных желобов

Figure 2. Map of neotectonics of Kamchatka [Kowypun, Bocrpskon, 1988]

(1,2) Neotectonic zones, differentiated by character of vertical motion: (f_a) highly uplifted and eroded zones (f_a) , weakly uplifted zones (f_a) , zones under sedimentation (2); (3) anticitines, bending pre-Quaternary surface, eroded (a); sinchronous to sedimentation (δ) ; (4) area of Middle and Late Pleistocene volcanic product accumulation (5) Volcanic centres: shield volcano (a); caldera (δ) ; Late Pleistocene Volcanic product accumulation (5) Volcanic centres: shield volcano (a); caldera (δ) ; Late Pleistocene Holocene stratovolcano (s); (δ) faults: normal fault with scarp of hundred meters (a); normal faults with scarp of numbers (a); faults with unknown sense of motion (δ) ; strike-slip faults (s); (7) buried fault; (δ) underwater ridge; (9) axes of the Kanchatka and Alcutian deep sea trenchs



точно-Камчатского вулканического пояса, зона поднятий Восточных хребтов, Центрально-Камчатская депрессия, зона Козыревско-Быстринских поднятий, вулканический пояс Срединного хребта, Западно-Камчатский тыловой прогиб. Обрашают на себя внимание два отличия от более южных сегментов островной дуги. Во-первых, внешняя невулканическая зона распадается на отдельные поднятия – полуострова, разделенные прогнутыми участками – заливами. Во-вторых, вулканическая часть дуги состоит из трех кулисно расположенных отрезков: Восточно-Камчатского пояса, вулканов на севере Центральной Камчатской депрессик (Ключевская группа, Харчинский, Шивелуч) и пояса Срединного хребта.

Современный структурный план Камчатки формировался со второй половины среднего плейстоцена [История..., 1974]. Эта эпоха тектонической активизации последовала за эпохой относительного тектонического затишья с базальтовыми извержениями, охватывавшей конец раннего и значительную часть среднего плейстоцена. После эпохи затишья Центральная Камчатка испытала общее поднятие со средней скоростью от 1 до 2-2.5 мм/год. причем наиболее интенсивно воздымались восточные полуострова (до 5 мм/год на востоке п-ова Кроноцкий). На этом фоне происходила все большая дифференциация структур, в результате которой разница высотного положения поверхности начала среднего плейстоцена на хребтах и во впадинах достигла 1,5 км.

Важная особенность главных структурных элементов Центральной Камчатки - поперечная асимметрия. Прогибы и поднятия близки по форме к односторонним грабенам и горстам, в которых моноклинали наклонены на юго-восток. Восточный борт Центральной Камчатской депрессии представляет собой тектонический уступ зону раздомов Передового фаса. Он состоит из отдельных кулисно расположенных отрезков и местами имеет ступенчатое строение. Плоскости разломов наклонены в сторону депрессии под углами около 70° [Святловский, 1967], что свидетельствует о сбросовом характере движений. Амплитуда вертикальных смещений на склоне хребта Тумрак достигла со второй половины среднего плейстоцена 400-500 м, а севернее, в Хапической эпадине, с учетом мошности всех рыхлых отложений полная амплитуда сброса доплиоценовых пород оценивается в 2-3 км [Уткасин и др., 1972]. Сбросовые подвижки отмечаются и в позднечетвертичных отложениях [Кожурин, Востриков, 1988]. Так, возле р. Березнячишковая А.Е.Святловский [1967] описал вертикальное смещение поверхности морены последней фазы позднеплейстоценового оледенения на 30 м. Суммарная скорость сбросовых перемещений по Передовому фасу со второй полояины среднего плейстоцена на склоне хребта Тумрак превышает 1,5 мм/год, а севернее, на склоне хребта Кумрач, может быть еще больше, до 2 мм/год [История..., 1974].

Вместе с тем, относительное проседание Центральной Камчатской депрессии не исчерпывается указанными сбросовыми подвижками. Если на склоне хребта Тумрак сбросовая подвижка после начала среднего плейстоцена составляет 400-500 м, то общая разность высотных положений поверхности начала среднего плейстоцена на хребте Тумрак и в Центральной Камчатской депрессии достигает 1000 м. В северной части олисываемая зона разломов перестает быть границей депрессии: разломы продолжаются на северо-восток, а депрессия отклоняется к северу, не будучи ограничена с востока существенными разрывными нарушениями.

Разломы, подобные Передовому фасу, описаны и в других районах Центральной Камчатки. Сбросовые смещения имеют место вдоль восточной границы небольшой асимметричной депрессии Пятой речки на восточном склоне хребта Кумрач. Скорость позднечетвертичных вертикальных движений возрастает здесь, по данным А.И.Кожурина [Кожурин, Востриков, 1988], с юга на север от 1 до 1,7–2,4 мм/год. По существу, такую же морфологию имеет разломный уступ между грабен-синклиналью Срединного хребта и Козыревско-Быстринской системой поднятий. И в этом случае, как и в Центральной Камчатской депрессии, прогиб ограничен разломами лишь с восточной стороны

В отличие от них, депрессия Восточно-Камчатского вулканического пояса не обнаруживает подобной асимметрии. Депрессия заполнена продуктами извержений трех типов вулканов: небольших построек, с которыми связан ареальный вулканизм, стратовулканов и сложно построенных центров с кальдерами. Стратовулканы и мелкие центры ареального вулканизма характеризуются базальтовыми и андезитовыми извержениями. Продукты кальдерообразующих центров более дифференцированы. Значительное место среди них занимают кислые образования, особенно интенсивно извергавшиеся в конце среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене.

Строение и развитие Восточно-Камчатского вулканического пояса хорошо изучены [История..., 1974; Вулканизм..., 1974; Вулканический..., 1980; Флоренский, Трифонов, 1985]. Вдоль пояса протягивается система малоамплитулных (до нескольких метров) сбросо-раздвигов с углами падения 50-80° и, вединичных случаях, с левосдвиговой компонентой смещений до 3 м. В совокупности разломы образуют ступенчатый грабен. Изредка, как на вулкане Крашенинникова, вдоль них расположены цепочки мелких базальтовых вулканов. Отдельные нарушения протягиваются на 3-15 км, а протяженность всей зоны разломов достигает 130 км от Жупанова до вулкана Крашенинникова. Более редкие нарушения прослеживаются далее на север на плато Оленья тундра до р. Сторож. Они характеризуют северный участок пояса, где находится Гамченский ряд позднеплейстоцен-голоценовых вулканов. Стратовулканы и подавляющее большинство центров ареального вулканизма пространственно не связаны со сбросо-раздвигами, тогда как кальдерообразующие центры располагаются цепочкой вдоль оси разломной зоны. При этом зона построена эшелонированно — каждый более северный ее отрезок расположен восточнее предыдущего, - и кальдеры находятся на сочленениях таких отрезков, будучи удалены одна от другой на 20-25 км. Внутрь кальдер сбросо-раздниги не продолжаются.

Связь кальдер с системой сбросо-раздвигов, помимо особенностей их пространственного расположения, доказывается следующими фактами. Сюга на север пояс сбросо-раздвигов сужается от 18 км на Жупановско-Карымском отрезке до 10-15 км между Узоно-Гейзерной кальдерой и вулканом Крашенинникова. В том же направлении происходит омоложение разломов: на юге вдоль них фиксируются подвижки со второй половины среднего плейстоцена, а на севере - позднеплейстоцен-голоценовые или только голоценовые. Возраст заложения кальдер также омолаживается с юга на север от второй половины среднего плейстоцена (Половинка, Стена-Соболиного, Большой Семячик) до второй половины позднего плейстоцена (Узоко-Гейзерная и Крашенинникова). При этом на юге внутри среднеплейстоценовых кальдер в поэднем плейстоцене формировались новые кальдеры меньшего диаметра; Однобокого и Карымская (последняя имеет даже раннеголоценовый возраст — 8 тыс. лет [Вулканический..., 1980]) — внутри кальдеры Половинки, Малого Семячика — внутри Стены-Соболиного. Отмечается и некоторое уменьшение размеров позднеплейстоценовых кальдер на севере пояса по сравнению со среднеплейстоценовыми кальдерами юга.

Для четвертичного вулканического пояса Срединного хребта характерны такие же типы вулканов и проявлений вулканотектоники, как и для Восточно-Камчатского пояса. Но есть существенное отличие: в Срединном хребте известны всего два центра дифференцированного вулканизма с кальдерами. По-видимому, уступает Восточно-Камчатскому поясу и общий объем извергнутого материала.

Некоторые структурные зоны Центральной Камчатки продолжаются в Северо-Камчатский сегмент: горст-антиклинальная зона Восточных хребтов - в виде поднятий п-ова Озерный и о-на Карагинский, Центральная Камчатская депрессия - в виде депрессий рек Еловка, Озерная и пролива Литке. Но контрастность вертикальных движений здесь значительно меньше, чем в Центрально-Камчатском сегменте. Не продолжается в Северную Камчатку Восточно-Камчатский вулканический пояс, а пояса северной части Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта продолжаются недалеко и лишь единичными вулканами. Соответственно исчезает грабен-синклиналь вулканического пояса Срединного хребта, и он становится пологим поднятием. Не продолжаются в Северную Камчатку также глубоководный желоб и, как будет показано дальше, мантийная сейсмофокальная зона. Очевидно, эти различия связаны с тем, что на границе Центральной и Северной Камчатки Курило-Камчатская дуга сочленяется с Алеутской, окончание которой представлено п-овом Камчатский и Командорскими островами. Последние в известном смысле аномальны, поскольку, в отличие от более восточных сегментов Алеутской дуги, здесь отсутствуют четвертичные вулканы и глубокофокусные землетрясения.

Современный структурный план Камчатки, формировавшийся со второй половины среднего плейстоцена, в значительной мере наследует более ранние структуры, раннеплейстоценовые и плиоценовые. Это фиксируется, прежде всего, в распространении раннеплейстоценовых вулканических образований тумракского [Шанцер и др., 1966] и коррелируемого с ним крерукского [Меннер и др., 1972; Певзнер, 1972] комплексов. Как правило, они окаймляют выходы более молодых четвертичных вулканитов и иногда обнажаются среди них. В составе комплекса присутствуют. наряду с базальтами и андезито-базальтами, кислые вулканические породы. Их положение в разрезе позволяет думать, что некоторые извержения кислого состава в раннем плейстоцене были мощнее, чем в среднем плейстоцене, подобно тому, как среднеплейстоценовые извержения кислого состава мощнее позднеплейстоценовых [История ..., 1974; Мелекесцев, 1980],

Вместе с тем, раннеплейстоценовый вулканизм был распространен шире средне-позднечетвертичного. Вулканиты этого возраста встречены в тех структурах, где более поздние вулканические образования отсутствуют, например, в хребте Тумрак или в средней части Центральной Камчатской депрессии. В Срединном хребте они прослеживаются на северо-восток дальше средне-позднечетвертичных – до Камчатского перешейка. Тем не менее, два главных вулканических пояса, Восточно-Камчатский и Срединного хребта, были главной ареной и раннеплейстоценового вулканизма.

Что же касается плиоцена, то его Вулканические проявления (щапинская [История..., 1974] и кахтукская [Гладенков и др., 1980] свиты) обнажаются реже. В ряде мест видно, что тумракский или крерукский комплексы залегают непосредственно на доплиоценовых породах. Несмотря на скудость возрастных определений, не всегда позволяющих отделить плиоцен от нижнего плейстоцена, можно допустить, что в плиоцене (по крайней мере, раннем) вулканизм занимал меньшие площади. Продолжала сказываться эпоха резкого спада вулканической активности конца миоцена, характеризовавшаяся интенсивной складчатостью, воздыманием, последующей эрозией и выравниванием поверхности.

Еще более ранний, миоценовый, вулканизм по химизму близок к плиоцен-четвертичному. В Южной Камчатке извержения происходили в прибрежно-морских условиях, что свидетельствует о более низком гипсометрическом положении этой части островной дуги (возможно, сходном с современными Средними Курилами). Миоценовые вулканиты вскрыты в Береговом хребте и среди четвертичных вулканических построек [Флоренский, Базанова, 1989]. По-видимому, область их распространения мало отличалась от современной.

Иное дело – Центральная Камчатка. Здесь миоценовые вулканиты формировались в субаэральных условиях. Они встречены в Срединном хребте [История..., 1974; Шанцер, Краевая, 1980], тогла как восточнее обнаружены лишь терригенные отложения миоцена. Высказывалось мнение [Храмов, Флоренский, 1969; Авдейко, 1977], что последние формировались на островодужном склоне или в прогибе типа глубоководного желоба и что лишь в плиоцене желоб и вулканический пояс мигрировали к востоку и заняли современное положение. В последние годы, однако, на востоке Центральной Камчатки и п-ове Камчатский были детально исследованы меловые и палеогеновые толщи [Зинкевич, 1990]. Среди них выделены образования древней островной дуги, океана и краевого моря. полвергшиеся тектоническому расслоению, шарьированию с выводом на поверхность мантийных гипербазитов и скучиванию с последующим образованием чешуйчатых надвигов и сложных складок. Наиболее интенсивные деформации имели место в конце мела — начале палеогена и в среднем палеогене. При этом могло происходить причленение к островной дуге прежде удаленных от нее террейнов. Следовательно, тектоническое скучивание и формирование на востоке Камчатки коры, по меньшей мере, переходного типа произошло до миоцена. В таком случае миоценовый прогиб перед фронтом вулканического пояса не был частью глубоководного желоба, но мог представлять собой аналог внешнего прогиба курильской части современной островной дуги. Недостаточная изученность не позволяет окончательно решить этот вопрос, равно как и конкрегизировать миоценовую структуру Северной Камчатки. Несомненно лишь, что миоценовый вулканический пояс продолжался на север лальше плиоценового и раннеплейстоценового.

Рассмотренные тектонические формы Камчатки существенно разнообразнее, чем на Курилах, но, по существу, остаются модификациями того же парагенезиса структур, характерных для островных дуг. Однако на Камчатке присутствует еще



Рис. 3. Превышение поверхилости озерной террасы верховыев р. Питая относительно урезя реки [Кожурин, Востриков, 1988] 1 - главный уровень террасы; 2 - ее нижний подуровень; 3 - ее верхний подуровень; 4 - сбросы

Figure 3. Altitudes of the lacustrine terrace surface in the upper part of the Piataya River relative to its water level [Кожурин, Востриков, 1988]

(1) Main terrace; (2) its lower sublevel; (3) its upper sublevel; (4) normal fault

один парагенезис новейших структур, геодинамические особенности которого не согласуются с элементами островодужной системы. Этот парагенезис был изучен и описан А.И.Кожуриным [Кожурин, Востриков, 1988] в пределах Центральной Камчатки и п-ова Камчатский.

Важнейшим элементом второго парагенезиса является система правых сдвигов северо-восточного простирания длиной в 500 км. На значительном протяжении (400 км) она совпадает с Передовым фасом Центральной Камчатской депрессии, но охватывает также некоторые разломы Восточных хребтов и продолжается на п-ов Камчатский. Система состоит из отдельных нарушений, расположенных кулисно друг относительно друга и нередко продолжающихся от Передового фаса в глубь хребта. где многие разломы теряют вертикальную (сбросовую) составляющую смещений, но сохраняют правосдвиговую.

Лучше всего правосдвиговая система документирована в хребте Кумрач и на п-ове Камчатский. Здесь разломы группируются в две ветви, западная из которых следится от Передового фаса к заливу Озерному, а восточная проходит вдоль депрессии Пятой речки и продолжается на п-ов Камчатский. Один из разломов восточных подножий хребта Кумрач, пересекающий долины рек Путаная, Ковровая и Тундровая, нарушает поверхность позднеплейстоценовой морской террасы. По нему водотоки разного возраста смещены вправо на 25–30, 50–60, 70 и 140 м. Относя последнее смешение (как и остальные) к голоцену, получаем среднюю скорость сдвига не менее 14 мм/год. Синхронное ему вертикальное смещение — 10— 15 м, т.е. уступает сдвиговому примерно в 10 раз. В восточной части п-ова Камчатский скорость голоценового сдвига на северо-восточном затухании другого разлома составляет 4 мм/год. Вертикальная компонента смещений уступает сдвигоной в 8—20 раз.

По западной ветви данные о небольшом позднеголоценовом сдвиге обнаружены на юге хребта Кумрач. Амплитуда сдвига равна 6 м при вертикальной составляющей смещения 3 м. Признаки правого сдвига есть и на более юго-западных участках Передового фаса. В частности, в устье р.Кавыча фиксируется правый сдвиг троговой долины последнего оледенения на 80 м при вертикальном смещении на 15 м. Средняя скорость сдвига больше 8 мм/год. Суммирование приведенных данных показывает, что общая скорость позднечетвертичного сдвига по разрывам рассматриваемой системы не уступает 10—15 мм/год [Кожурин, Востриков, 1988].

С описанными разрывами сопряжены левые сдвиги и сбросо-сдвиги северо-западного простирания. По одному из них на п-ове Камчатский сдвиговые смещения местами соизмеримы со сбросовыми, а местами вдвое превосходят их [Кожурин, Востриков, 1988]. Подобные нарушения есть и на северо-востоке п-ова Кроноцкий [Леглер, Парфенов, 1979].

При детальном изучении продольных структур Центральной Камчатки нередко оказывается, что элементы их внутреннего строения имеют простирания, близкие к меридиональным. Таковы, например, поднятия восточных полуостровов с их подводными южными продолжениями. При этом по наклонам террас и поверхностей выравнивания выявляется сводовый, т.е. складчатый, а не глыбовый характер поднятия (Кожурин, Востриков, 1988). Складчатый изгиб описывает и вершинная поверхность Берегового хребта восточнее депрессии Пятой речки. Интересно, что такой же, но более плавный изгиб испытывает на пересечении этого хребта рекой Пятой поверхность позднеплейстоценозой озерной террасы (рис. 3). Рост поднятия продолжался, таким образом, и в голоцене.

Элементы подобных складчатых изгибов, нередко имеющих в плане форму дуг, выпуклых к заладу, фиксируются во всей зоне Восточных хребтов. При этом синклинальные участки часто заняты речными долинами. К их числу относится, в частности, депрессия р Кавычи. Антиклиналь левобережья р. Кавычи продолжается на север за Передовой фас поднятием Шаромского мыса. Такой же актиклиналью является, вероятно, позднечетвертичное Генеральское поднятие в средней части Центральной Камчатской депрессии [Брайнева и др., 1968]. Иначе говоря, выявленная система антиклинальных полнятий и синклинальных прогибов не является деталью внутреннего строения продольных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, а принадлежит к иной, как бы наложенной на них ассоциации структур. Сочетание правых сдвигов северо-восточного простирания и левых сдвигоя северо-западного простирания с субмеридиональными складками указывает на субширотную ориентировку горизонтального сжатия при формировании этих структур [Кожурин, Востриков, 1988].

Есть и еще две группы тектонических нарушений, дискордантных относительно генерального северо-восточного структурного направления. Это, во-первых, структурные элементы северозападного простирания на границах трех продольных сегментов и, во-вторых, субширотные зоны нарушений. Разломы северо-западного простирания выделены на границе Центральной и Северной Камчатки [Эрлих, 1973; Шанцер, 1979]. В новейшей структуре им отвечают линеаменты с неясным направлением смещений, расположенные кулисно друг относительно друга (см. рис. 2) и не

вызывающие заметных изменений в продольном структурном плане. Начикинская зона поперечных дислокаций межлу Центральной и Южной Камчаткой образуют елиную с Ганальским хребтом выпуклую на запад структурную дугу. В этом смысле её можно рассматривать как элемент парагенезиса сдвигов с субмеридиональными складками, нередко изогнутыми дугообразно в том же направлении. Вместе с тем, в Начикинской зоне прерываются вулканические пояса как Центральной, так и Южной Камчатки, что ставит ее в один ранг с крупными продольными структурными элементами собственно островодужного парагенезиса. Соотношение прерывающихся вулканических поясов неясно. С одной стороны, пояс Южной Камчатки находится на продолжении Восточно-Камчатского вулканического пояса. С другой стороны, если Начикинская зона продолжает Ганальский хребет – часть горст-антиклинальной зоны Восточных хребтов, то Южно-Камчатский пояс оказывается продолжением более западного вулканического пояса Срединного хребта.

Субширотные зоны нарушений были выделены первоначально по гравиметрическим и магнитометрическим данным в Центральной Камчатке [Супруненко, Декин, 1968]. Позднее их установили и на юге полуострова [Ермаков и др., 1974]. А.И.Кожурин и Г.А.Востриков [1988] отмечают три особенности этих зон. Во-первых, они, как правило, не выражены разрывами в структуре земной поверхности и определяют лишь некоторые аномалии рельефа, что позволяет предполагать их глубинную природу. Во-вторых, вдоль отдельных зон, например, той, что прослежена по водоразделу между правыми притоками р.Камчатка и бассейном рек Правая, Средняя и Левая Авача, концентрируются мелкие молодые базальтовые вулканы. что указывает на поперечное растяжение зоны. В-третьих, вдоль той же зоны происходит резкий правый изгиб дугообразно изогнутых, но в целом субмеридиональных складчато-разрывных элементов Валагинского и Ганальского хребтов - элементов, определяемых как новейшие структуры поперечного сжатия. Такие же правые смещения испытывает по этим зонам полоса сбросов и раздвигов Восточно-Камчатского вулканического пояса, причем на пересечениях субширотных зон с полосой сбросо-раздвигов (а точнее, их сочленениях, поскольку субширотные зоны далее

на восток не продолжаются) расположены кальдерообразующие вулканические центры. Амплитуды смещения пояса сбросо-раздвигов по субширотным зонам убывают с юга на север по мере омоложения сбросо-раздвигов и кальдер от 12 км у Стены-Соболиного до 1,5 км у Узоно-Гейзерной кальдеры [Флоренский, Трифонов, 1985]. Это может свидетельствовать о длительности смещений. Таким образом, в субширотных зонах есть признаки как растягивающих, так и правосдбиговых перемещений, причем последние преобладают по величине.

Если правое смещение на 12 км в районе кальдеры Стены-Соболиного действительно связано с глубинным правым сдвигом, его скорость, судя по возрасту кальдеры и наиболее ранних разломов вулканического пояса (вторая половина среднего плейстоцена, т.е. около 200 тыс. лет [История..., 1974; Вулканический..., 1980]), может достигать 60 мм/год. Это значительно больше скорости продольных сдвигов Центральной Камчатки, выраженных в структуре земной поверхности.

Таким образом, на Камчатке выделяются два новейших структурных плана, или парагенезиса структур. Первый представлен продольными вулканическими поясами, грабен-синклиналями и горст-антиклиналями и, возможно, субширотными зонами преимущественного правого сдвига. Они являются специфическими островодужными образованиями, сходными с теми, что наблюдаются и на Курилах. Второй парагенезис представлен правыми сдвигами северо-восточного простирания, сопряженными с ними левыми сдвигами и сбросо-сденгами и субмеридиональными разломно-складчатыми формами. Такое сочетание не специфично для острояных дуг. Оно наблюдалось в разных подвижных поясах континентов. При общей одновозрастности обоих парагенезисов они отражают разные условия формирования. Это противоречие устраняется, если структуры указанных парагенезисов имеют разные глубины заложения, т.е. отражают геодинамические условия на разных уровнях литосферы. Чтобы проверить такое предположение, рассмотрим данные о глубинном строении территории.

1.1.3. Глубинное строение

Важней ший элемент глубинной структуры Курило-Камчатской островной дуги – наклоненная на северо-запад сейсмофокальная зона (Федотов,

1966]. В первом приближении это пластина толщиной до 75 км и глубиной до 650 км, в которой концентрируются гипоцентры землетрясений. П.И.Токарев [1970] представил поверхность сейсмофокальной зоны как часть боковой поверхности опрокинутого конуса, вершина которого находится на глубине 1560 км. Дуга окружности, образуемая основанием конуса на поверхности Земли, имеет радиус 2010 км. Дуга примерно параллельна как вулканическому поясу (в Центральной Камчатке оси кулисного ряда, образуемого поясами), так и оси глубоководного желоба, на островодужный склон которого она попадает. В последние годы [Гнибиденко и др., 1980] выяснилось, что средний угол наклона сейсмофокальной зоны уменьшается с северо-востока на юго-запад от 50 до 36°, а максимальная глубина гипоцентров уменьшается к обоим краям зоны до 350 км. Севернее п-ова Камчатский, т.е. сочленения с Алеутской дугой, землетрясения глубже 70 км не обнаружены. В южной части зоны до глубин 200-250 км обособляются два сравнительно тонких слоя скопления гипоцентров, разделенных асейсмичной полосой мошностью до 40 км [Earthquake..., 1982] (рис. 4).

Анализ механизмов очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне показал, что наибольшее сжатие ориентировано вкрест или наискось к простиранию дуги, причем на северо-востоке статистически выявляется подчиненная левосдвиговая, а на юго-западе — правосдвиговая составляющие сейсмогенных перемещений [Симбирева и др., 1977].

Еще в работах 60-70-х годов отмечалось неравномерное распределение землетрясений по падению сейсмофокальной зоны. Большинство гипоцентров приурочено к верхней части зоны, причем их «пик» приходится на глубины 10-20 км под Камчаткой и 40-50 км под Курилами (рис. 5). Ниже отмечаются скопление гипоцентров на глубинах 300-350 км и более значительное скопление - на глубинах 500-650 км [Сайкс, 1970; Пушаровский, 1972; Гнибиденко и др., 1980]. Гипоцентры исчезают или становятся малочисленными на глубинах 130-160 км, 200-300 км и около 400 км (рис. 6). Это наиболее отчетливо проявляется для сильных землетрясений (М≥5), но относится и к слабым землетрясениям, которые, хотя и происходят на «запретных» глубинах, но значительно реже.



Рис. 4. Геофизический разрез поперек Курило-Камчатской островной дуги 1-5 - гипоцентры землетрясений [Федотов и др., 1969]: 1 - К=16, 2 - К=15, 3 - К=14, 4 - К=12-13, 5 - К=10-11; 6 - акватории; 7-12- сейсмические слои [Строение..., 1976]: 7- осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, 8- "гранитный" слой, 9- "базальто-вый" слой, 10- поверхность Мохо, 11- сейсмофокальная зона, 12- высокоскоростной слой. Цифры - отклонения скоростей от стандартного графика Джеффриса

Figure 4. Geophysical section transverse to the Kurile-Kamchatka island arc

(1-5) Hypocentres of earthquakes [Федотов и др., 1969]: (1) K=16, (2) K=15, (3) K=14, (4) K=12-13, (5) K=10-11; (6) water layer; (7-12) seismic layers [CTDCEHHE..., 1976]= (7) sedimentary and volcanic-sedimentary inits, (8) «granitic» layer, (9) «basallic» layer, (10) the Moho discontinuity, (11) seismic source zone, (12) layer of high seismic velocities. Numerals show difference relative to the shown average Jeffrevs' graph



Рис. 5. Гистограммы слубин (до 90 км) гипоцентров землетрясений с магнитудами не менее 6 на территории СНГ и соседних стран а - Анатолия, Кааказ, Ближний и Средний Восток; б - Памир, Гиндукуш и Тянь-Шань; в - Алтай, Саяны, Байкальский регион, Монголия и соседние области Китая; г - континентальная часть СССР и соседних стран в целом; д - Кымчатка; е - Курилы и Северная Япония [Новый каталог..., 1977; Трифонов, 1987]

Figure 5. Histograms of hypocentre depths (down to 90 km) of earthquakes with magnitudes not less, than 6 in the CIS territory and the adjacent countries

(a) Anatolia, Caucasus and Middle East; (d) Pamirs, Hindu Kush and Tien Shan; (d) Altai, Sayans, Barkal region, Mongolia and adjacent part of China; (a) continental part of the USSR and adjacent countries as a whole; (d) Kamchatka; (e) Kuriles and nonhern Japan [Новый каталог, 1977, Трифонов, 1987]

Помимо указанной главной сейсмофокальной зоны наблюдается еще одна, субгоризонтальная, приуроченная к верхам мантии и низам коры (см. рис.4). Максимум землетрясений приходится на глубины до 20 км под Камчаткой и около 50 км

под Курилами. Они исчезают с приближением к вулканической области.

Наконец, на глубинах до 100 км выделяется скопление гипоцентров, возможно, представляюшее собой сейсмофокальную зону, сопряженную

с главной и наклоненную в сторону океана [Тараканов и др., 1977]. Ес кровля достигает земной поверхности на островодужном склоне желоба примерно там же, где выходит кровля главной сейсмофокальной зоны.

Главная сейсмофокальная зона разграничивает области с континентальным (или переходным) и океаническим типами коры. Существенные изменения отмечены и внутри зоны. Т.Уцу [Utsu, 1967] предложил модель строения верхней мантии под Северо-Восточной Японией, в которой сейсмофокальная зона занимает верхнюю часть 100километрового наклонного слоя, отличающегося до глубин в сотни километров повышенными по сравнению с соседними океаническим и островодужным блоками значениями скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и добротности. Различия скоростей достигают 4% относительно островодужного блока и 1% относительно океанического до глубины 350 км [Хамада, 1977]. Работами поссийских сейсмологов выявлена более сложная картина распределения скоростей. Они изменчивы как в самой сейсмофокальной зоне, так и вне ее, причем в пределах зоны отмечается анизотропкя распространения волн [Славина, Федотов, 1974]. По данным И.П.Кузина [1974], повышенные скорости характеризуют сейсмофокальную зону лишь на глубинах 60-120 км. Глубже различия исчезают, а выше сейсмофокальная зона выступает как переходная между более низкоскоростным островодужным и высокоскоростным океаническим блоками. Ю.Е.Аниконов и др. [1974], отмечая сложное распределение скоростей в пределах зоны и соседних участков, в целом также характеризуют зону как переходную от низкоскоростного островодужного блока к высокоскоростному океаническому. На основе анализа сейсмологических данных Р.З. Тараканов и Н.В.Левый [1967] выделили четыре субгоризонтальных слоя, пересекающих сейсмофокальную зону и обладающих пониженными прочностью и сейсмичностью. Их глубины 60-90, 120-160, 220-300 и 370-430 км. Р.З. Тараканов отождествил эти слои с астеносферой, подчеркивая тем самым ее многослойность, и продолжил их в обе стороны за пределы зоны.

По данным Л.Б.Славиной и С.А.Федотова [1974], под восточной частью Центральной Камчатки верхняя мантия на глубинах 30-50 км и, возможно, до 70 км характеризуется пониженны-



Рис. 6. Гистограммы глубин гипоцентроя землетряссиий с масвитудами не менее 6

а- Памир, Гиндукуш и Тянь-Шань; 6 - Курилы, Северная Япония, Камчатка, Окотское и Японское моря [Новый каталог..., 1977; Трифонов, 1987]

Figure 6. Histograms of hypocentre depths of earthquakes with magnitudes not less, than 6

(a) Parnirs, Hindu Kush and Tien Shan; (d) Kunles, Northern Japan, Okholsk and Japan Seas [Новый каталог..., 1977; Трифонов, 1987]

ми сейсмическими скоростями (V_в=7,6-7,8 км/с). С востока эта линза низкоплотной мантии ограничена главной сейсмофокальной зоной. Согласно С.А.Болдыреву [1987], аномальная мантия с пониженными до 20% значениями скоростей сейсмических волн под вулканическими поясами Камчатки залегает непосредственно в подошве коры. К западу линза аномальной мантии погружается под углом около 20°, достигая под Охотским морем глубин 200-250 км. Примерно такой же наклон имеют кровля слоя повышенной электропроводности (около 35 км под Ключевской группой вулканов и около 40 км под Западной Камчаткой [Балеста, 1981]) и изотермы мантии. В верхней части наклонной линзы установлено интенсивное затухание Р- и S-волн и рассчитано понижение плотности на 0.2 г/см³. Вероятно, мантийное вещество находится здесь в частично расплавленном состоянии.

Исходя из распределения плотностей, С.А.Болдырев [1987] рассчитал поле напряжений в мантии. Сдвиговые напряжения максимальны в главной сейсмофокальной зоне. Они уменьшаются в ней на глубинах 100—150 км, где зону пересекает один из астенослоев Р.З.Тараканова, который, по мнению С.А.Болдырева, погружается с глубин 50— 70 км под океаном до 150—250 км под Охотским морем. Реконструируемые по распределению напряжений направления возможных перемещений в вязкой среде образуют конвективную ячею с



Рис. 7. Елубниное строение Камчатки

а - сейсмический профиль земной коры Камчатки на широте Ключевского вулкана [Балеста, 1981]; б - грефики изменений скоростей сейсмических волы с глубиной [Сохурин, Востриков, 1988]
1-3 - сейсмические границы: 7 - предомляющие с граничными скорос-

I-3 - сейсмические границы: 1 - предомляющие с граничными скоростями, км/с, 2 - отражающие, 3 - коровые (а - кровли гранитно-метаморфического слоя, 6 - перехода от коры к мантии; 4, 5 - зоны: 4 - тектонических нарушений, 5 - пониженных скоростей сейсмических волн (промежуточный магматический очаг под вулканом Безымянный); 6 - номера скоростных разрезов после обработки данных на ЭВМ

Figure 7. Deep structure of Kamchatka

(a) Seismic profile of the Kamchatka Earth's crust along the Kliuchevskaya volcano latitude [Балеста, 1981]; (б) graph of seismic wave rates in different depths of the region [Кожурин, Востриков. 1988]

Boundaries, found by (J) velocities of refraction and boundary waves, km/s, (2) velocities of reflection waves, km/s; (3,a) top of the granite-metamorphic basement; (3, 6) the Moho discontinuity; (4) fault zones; (5) wave guide (intermediate magmatic source under the Bezymianny volcano); (6) numbers of processed individual seismic profiles

восходящим потоком под окраинным морем, который из-за пониженной вязкости верхней мантии трансформируется в горизонтальные перемещения, растягивающие литосферу Краевого моря.

Строение земной коры Центральной и Южной Камчатки по данным глубинного сейсмического зондирования описал С.Т.Балеста [1981] (рис. 7). Средняя мощность коры 30 км. Если на западе Камчатки граница М четкая и скорость Р-волн в основании коры 8,0-8,2 км/с [Славина, Федотов, 1974], то под вулканическими поясами граница М размывается, ее заменяет коромантийная переходная зона со скоростями 7,4-7,8 км/с. Мошность переходной зоны 8-10 км под Ключевской группой вулканов и 20-24 км под Авачинским вулканом, причем в первом случае се кровля находится на уровне подошны коры под соседними поднятиями, а во втором поднята до 20-22 км. Степень «сиализации» коры Камчатки выше, чем на Курилах. Слои со скоростями Р-волн меньше 6,7 км/с обычно слагают более половины ее мощ-



ности. Это дает основание говорить о континентальном типе коры, хотя и сравнительно маломощной, что непосредственно подтверждается выходами на поверхность гранитно-метаморфического слоя в Малкинском своде и соседних участках зоны Восточных хребтов.

На глубинах 20-25 км в некоторых разрезах выделяется слой с инверсией скоростей сейсмических волн, причем не только под вулканическими поясами, но и за их пределами. Более локальный объем коры с резко (до 5,3 км/с) пониженными значениями скоростей Р-волн С. Т.Балеста выделил под Ключевской группой вулканов. Этот объем отличается и повышенной электропроводностью. Его глубина 10-20 км. На те же глубины приходятся на Камчатке рассчитанные центры тяжести масс, обусловливающих отрицательные гравитационные аномалии под областями новейшего кислого вулканизма [Зубин и др., 1971]. Если к сказанному прибавить данные о близкой предельной высоте вулканов в кальдерах Восточно-Камчатского пояса – 1100–1800 м, что естественнее всего связать с близкой глубиной питающих магматических камер [Флоренский, Трифонов, 1985]. то указанные геофизические аномалии объясняются их приуроченностью к промежуточным магматическим очагам, расположенным в 10–20 км ниже земной поверхности. В Восточно-Камчатском поясе они смещены к западу относительно кальдерообразующих вулканов центрального типа [Вулканизм..., 1974; История..., 1974]

1.1.4. Неотектоническая модель островной дуги

Б.Айзекс, Дж.Оливер и Л.Сайкс [Isaks et al., 1968] определили наклонный высокодобротный слой толшиной 100 км с главной сейсмофокальной зоной в кровле как погружающуюся пол островную дугу океаническую литосферную плиту. Повышенная добротность слоя объясняется тем, что, будучи погружен сравнительно недавно, он остается холоднее и, соответсвенно, жестче окружающей мантии. В пользу поддеига океанической плиты свидетельствуют наклон сейсмофокальной зоны и механизмы очагоя землетрясений, при которых горизонтальная компонента оси наибольшего сжатия ориентирована в перпендикулярном или близком к нему направлении относительно простирания зоны. Такая ориентировка действующих сил объясняет и появление сопряженной сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону океана.

Однако главная сейсмофокальная зона и вмещающий се высокодобротный литосферный слой прослеживаются как цельное образование лишь до глубин около 150 км. Ниже они представлены только фрагментами: сейсмофокальная зона – до 650 км [Федотов, 1966], а добротные относительно тяжелые блоки, возможно. - до 900-1000 км [Creager, Jordan, 1984]. В остальном и преобладающем диапазоне глубин отличия погружающегося сдоя от соседней мантии теряются. Очевидно, его вещество подвергается переработке и преобразованию. В связи с этим обращает на себя внимание, что вулканические пояса островной дуги проектируются на те участки сейсмофокальной зоны, где ее сейсмичность минимальна и прочность понижена (глубины 70-90 и 130-160 км). Возможно, на этих глубинах за счет погружаюшейся океанической плиты и соседней мантии

происходит зарождение магм, поднимающихся оттуда вверх (что объясняет понижение скоростей сейсмических волн в островодужном литосферном клине) и концентрирующихся вблизи границы коры и мантии, где аномальность последней в смысле понижения сейсмических скоростей максимальна, а в низах коры отмечается даже их инверсия.

Вместе с тем, выше отмечалось существование субгоризонтальной сейсмофокальной зоны в верхах мантии или низах коры островной луги. Это также может интерпретироваться как проявление поддвига океанической литосферы под островную дугу, но на более высоком уровне. На реальность такого процесса указывают ультрабазиты в поэднемеловых и палеогеновых шарьяжно-надвиговых структурах востока Камчатки (Зинкевич, 19901. Представленные А.Я.Шараськиным и С.Ф.Карденко [1987] данные о геохимии Sr, Nd, Pb, О и особенно Ве в вулканических поясах некоторых островных дуг резко ограничивают глубину циркуляции вещества коры и осадочного слоя океанов под островной дугой низами коры и самыми верхами мантии. Учитывая это, цитируемые авторы выдвигают идею разделения мантийной и корово-осадочной частей сублуцируемой океанической литосферы. Первая погружается вдоль главной сейсмофокальной зоны. где в значительной мере перерабатывается на глубинах 70-160 км и служит источником магм, поднимающихся вверх и концентрирующихся вблизи границы коры и мантии в виде первичных магматических очагов. Вторая скучивается под земной корой островной дуги (в современной структуре область скучивания, вероятно, охватывает и нижнекодовый инверсионный слой). «загрязняя» Магмы лервичных очагов корово-осалочными компонентами.

Какова бы ни была доля участия каждого из двух предполагаемых процессов в формировании линзы аномальной мантии и нижней части коры Камчатки, эта линза представляется областью питания вулканов и источником формирования вулканических поясов. Вместе с тем, она значительно превосходит количество материала, извергнутого в новейшее время на земную поверхность. Постоянно пополняясь за счет субдуцируемой океанической литосферы, линза аномальной мантии распространяется на запад под окраинное море, постепенно погружаясь там до 200-250 км. Такое направленное перемещение мантийного вещества создает в вышележащих породах условия растяжения.

В островной дуге, где линза разогретого и разуплотненного вещества максимально приближена к поверхности, растяжение приводит к формированию продольных грабен-синклиналей и разлеляющих их остаточных горстовых полнятий. Общую тенденцию движения глубинного вещества в сторону континента отражает, по мнению А.И.Кожурина [Кожурин, Востриков, 1988], односторонний характер горстов и грабен-синклиналей, равно как и смещение к западу промежуточных очагов относительно связанных с ними кальлевообразующих вулканов центрального типа. Восточно-Камчатского пояса. С неравномерностью латерального течения глубинных масс, возможно, связано образование субширотных глубинных сдвигов Дополнительным источником формирования грабен-синклиналей может быть компенсационное изостатическое проседание их поверхности над временно опустошающимися первичными магматическими очагами. Эти дифференцированные перемещения происходят на фоне общего воздымания поверхности за счет тектонического и термально-магматического обогашения коры и верхов мантии островной дуги разуплотненным материалом. В тылу островной дуги, где аномальная мантия достаточно глубоко погружена, растяжение се кровли приводит К иным структурным эффектам: утонению литосферы вплоть до разрыва континентальной коры и, как следствие, формированию и углублению окраинного моря.

Перемещение пластичного вещества коромантийной линзы в сторону континента и связанное с ним растяжение земной коры не исключает гравитационного оплывания и надвигания фронтальной части островной дуги в сторону океанического желоба, что обусловлено огромным гипсометрическим контрастом и градиентом высот между этими структурами [Мелекесцев, 1980]. По мнению И.В.Мелекесцева, прерывистость зоны внешней невулканической дуги на Камчатке, представленной чередованием заливов и полуостровов, обусловлена оползанием крупных блоков земной коры заливов в океанический желоб.

Что же касается парагенезиса продольных правых сдвигов, сопряженных с ними левых сдвигов и субмеридиональных новейших складчатых

форм, то отчетливое выражение в рельефе свидетельствует об их активном проявлении в верхней части коры. По данным В.А. Ермакова [1969]. продольные разломы района Ключевского вулкана не проникают глубже 20-25 км. Вдоль некоторых разломов концентрируются очаги слабых мелкофокусных (до 10 км) землетрясений Федотов и лр., 1966). Все это дает основание подагать, что структуры второго парагенезиса отражают динамику земной коры выше инверсионного слоя. т.е. в пределах верхних 20-25 км [Кожурин, Востриков. 1988]. Из-за геодинамических и структурных различий между верхним структурным этажом и нижележащей литосферой возможны субгоризонтальные срывы и скольжение горных масс. Показательно. что второй структурный парагенезис, характерный не только для Камчатки, но и для многих подвижных поясов континентов, развивается именно в Камчатской части островной дуги и лишь тогда, когда там сформировалась кора континентального типа. На Курилах с переходным типом коры подобный парагенезис структур отсутствует.

Условия сжатия в верхнем структурном этаже нередко затрудняют яыход глубинных магм на земную поверхность, обусловливая формирование на глубинах 10–20 км промежуточных очагов. С ними связана дифференциация магм, приводящая к извержениям кислого состава и сопутствующим им кальдерным обрушениям. Как показатель такой структурной обусловленности интересна подмеченная Э.Н.Эрлихом и И.В.Мелекесцевым [1974] синхронность всплесков кислого вулканизма с эпохами усидения сжатия, выражавшимися ускоренным поднятием хребтов и усилением контрастности движений.

В заключение хотелось бы высказать некоторые соображения о северном окончании таких специфически островодужных структур Камчатки, как глубинная сейсмофокальная зона, глубоководный желоб и вулканический пояс. В современную эпоху все они ограничены Алеутской островной дугой. Последняя развивалась унаследованно и характеризовалась признаками островной дуги еще в конце мела — начале палеогена [Зинкевич, 1990]. Вместе с тем, по меньшей мере один элемент островодужной системы Камчатки ~ вулканический пояс, продолжался на северовосток в раннем плейстоцене — плиоцене и, тем более, в миоцене дальше, чем сейчас. Можно допустить, что тогда по неизвестным причинам Алеутская дуга не была препятствием для такого проникновения. Но можно предложить и другое объяснение. Есля современная правосдвиговая зона Передового фаса, хребта Кумрач и п-ова Камчатский продолжается дальше на северо-восток и развивалась в новейшее время унаследованно, сохраняя близкую к современной скорость движений (10–15 мм/год), то только за 10 млн лет западный фланг Алеутской дуги мог испытать вдоль этой зоны относительное перемещение к югу более чем на 100 км. По мере перемещения вулканический пояс Камчатки сокращался, но с некоторым запаздыванием из-за инерционности магматических систем.

1.2. Памиро-Гималайский регион

1.2.1. Тектонические зоны и их характеристика

Высочайшая в мире горная система Гималаеа, Каракорума, Памира и Тянь-Шаня образована тектоническими зонами, прежде разобщенными и разнородными по геологической истории (рис. 8). Ее южное ограничение — слабо деформированная в новейшее время Индийская платформа, становление континентальной коры которой завершилось в рифее [Перфильев и др., 1973], а северная граница совпадает с северным фронтом горного сооружения Тянь-Шаня, представляющего собой активизированные в новешее время палеозоиды.

Вдоль границы Индийской платформы с Гималаями протягивается асимметричный Предгималайский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями. На его северном крыле обособляются Субгималаи – плиоцен-нижнечетвертичные слои сивалика, когорые смяты в складки, надвинуты на юг по Фронтальному разлому [Valdija, 1986] и, в свою очередь, тектонически перекрыты на севере Низкими Гималаями по Главному пограничному разлому.

Северенее последовательно сменяют друг друга зоны Низких, Высоких и Тибетских Гималаев. По мнению А.Гансера [1967], обнажающиеся в них метаморфические толщи основания тождественны фундаменту Индийской платформы, т.е. Гималаи представляют собой ее краевую часть, переработанную альпийскими движениями. Вместе с тем, разрезы рифея и фанерозоя Низких Гималаев. образованных системой лежачих складок и тектонических покровов, отличаются от чехла платформы [Ажтирей, 1977; Sinha, 1989]. Высокие Гималаи, внутренняя структура которых не вполне ясна, могут рассматриваться в первом приближении как единая пластина кристаллических пород мошностью 15-20 км. Они надвинуты на Низкие Гималаи по Главному центральному надвигу и служат фундаментом для осадочного разреза Тибетских Гималаев. Послелние представлены серией тектонических чешуй, сложенных преимушественно терригенно-карбонатными толшами перхнего палеозоя и мезороя. Лишь в Кашмирских Гималаях, где разрез чехла отличается наибольшей мощностью и полнотой, известны пермо-триасовые вулканические породы [Перфильев и др., 1973]. По характеру отложений и фауны разрез Тибетских Гималаев — типичное образование пассивной южной окраины Тетиса.

Севернее расположена зона Инда, образованная сложно дислоцированными эффузивно-осадочными толшами меда-зоцена с телами основных и ультраосновных пород и гранитными массивами. Меловые офиолиты зоны Инда формировались, по данным А.Гансера [1967], в более глубоководных условиях, нежели одновозрастные отложения Тибетских Гималаев, и являются океаническими образованиями Тетиса. Солержащиеся в них экзотические глыбы пермско-юрских отложений также не похожи на отложения Гималаев, будучи более глубоководными. А.Гансер [Gansser, 1966] рассматривает зону Инда как сутуру – реликт океанического бассейна нео-Тетиса. Южнее гор Каплас, в Тибетских Гималаях, известен тектонический покров. сложенный офиолитами зоны Инда и отстоящий от нее на 90 км [Гансер, 1967]. Такой покров мог возникнуть в условиях пододвигания Гималаев под Тибет. Вместе с тем, на северном краю зоны Инда А Гансер отмечает местами небольшое по амплитуде надвигание пород зоны Инда на север – на грубообломочную палеогеновую молассу края Тибета.

Офиолиты зоны Инда продолжаются на северо-запад и, огибая с севера Хазарский массив, вероятно, смыкаются с офиолитами зоны Кветты. Хазарский массив оказывается, тем самым, структурным аналогом Высоких Гималаев. Рифейский возраст метаморфических пород массива и плат-



Рис. 8. Тектоническое рабонирование северной части Индийской плиты и Памиро-Цималайского региона [Трифонов, 1979, 1983] 1-5- Индийская платформа: 1-часть платформы, не испытавшая значительных дифференцированных тектоимческих дамжений в подпекальпийскую эпоху, 2-мезозойско-кайнозойский осадочный прогиб, 3- подпискайнозойский предгорный прогиб, 4гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи, 5- северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями отмакенов Фаракурд и сс возможные визалоги, 7- офионто-Бие зоны Инда и Кветты (2) и гранитный массив в зоне Инда (6), 8- офиолитоевая зона; 13, 14- южная часть Евразийской плиты; 13- Тянь-Шань, 14- палеозойское основание Туранской плиты; 15- кайнозойские и мезозойские прогибы внутренней части и северного края орастенического пояса на консолидированной коптинентальной коре; 16-20- время максимального проявления дифференцированных позднеальнийских горизонтальных движений; 16- опигоцея, 17- поздний лигоцея и мюцее (а), миоцен и, вероятно, плиоцен (б), 18- конец миоцена и плиоцен, 79- конец миоцена, плиоцен, 19- олигоцея и моцее, 20- четвертичный период, 20- четвертичный

Figure 8. Tectonic zoning of the northern part of the Indian plate and the Pamir-Himalayan region [Трифонов, 1979, 1983]

(1-5) Indian platform: (1) part of the platform without significant late alpine tectonic deformation, (2) Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins, (3) Late Cenozoic fordeep, (4) Himalayas, (5) northern part of the platform, covered by the Upper Paleozoic and Mesozoic deposits of the southern slope of Tethys (Tibetian Himalayas, (5) northern part of the platform, covered by the Upper Paleozoic and Mesozoic deposits of the southern slope of Tethys (Tibetian Himalayas, (5) northern part of the platform, covered by the Upper Paleozoic and Mesozoic deposits of the southern slope of Tethys (Tibetian Himalayas and their analogs), (6-12) Internal part of the Alpine- Asian orogenic bell: (6) ancient massives, (7) Indus and Quelta ophiolites (a) and granite batholith in the Indus zone (6), (8) Farahrude ophiolite zone and its analogs, (9) Karakorum-Southeastern Pamir Zone and its probable analogs, (10) Central Pamir Zone and its probable analogs, (11) Western Hingu Kush-Northern Pamir-Kunlun zone, (12) Beluchistan flysch zone, (12, 14) Southern part of the Eurasian plate: (13) Tien Shan, (14) Paleozoic basims on the continental crust of the inner part and the northern edge of the Alpine-Asian orogenic bell. (16-20) Age of the most intensive late alpine lateral motion and deformation in the northern part of the Indian plate: (13) Oligocene, (17, 0) Late Oligocene and Miocene, (17, 0) Miocene and Piocene, (17) Miocene, (12) Late Oligocene and Miocene, (22) Late Miocene, (23) Late Miocene, (24) Quaternary, (25) unknown, (26) Faults, active in Late Pleistocene and Holicene, (27) Strike-slip faults (a) and thrusts (5), (28) Boundary of lectonic zones.

форменный характер плохо сохранившегося осадочного чехла |Перфильев и др., 1973] не противоречат такому сопоставлению. Однако Хазарский массив занимает обособленное положение, будучи надвинутым на востоке на выступающий к северу «Джеламский клин» Кашмирских Гималаев, а на юге — на неоген Субгималаев. Второй из этих надвигов А.Гансер [1967, Gansser, 1966] рассматривает как западное продолжение Главного центрального надвига.

Все более северные зоны Каракорума и Памира (см. рис. 8) повторяют дугообразный изгиб зоны Инда, образуя систему Пенджабского синтакисиса [Губин, 1943; Wadia, 1931], который правильнее было бы называть Пенджабско-Памирским. Самая южная зона Каракорума и Юго-Восточного Памира сложена терригенными, карбонатными и кремнистыми морскими толшами палеозоя-юры [Перфильев и др., 1973; Руженцев, 1963, 1968]. По различиям разрезов пермотриаса в пределах Юго-Восточного Памира установлена тектоническая зональность, позволяюшая определить амплитуды надвиговых и сдвиговых смещений.

Западнее зоны Каракорума и Юго-Восточного Памира обособляются массивы древних метаморфических пород, Восточно-Афганский и Юго-Западного Памира. Их соотношения с соседними зонами преимущественно тектонические. Так, граница зон Юго-Западного и Юго-Восточного Памира образована разрывами и местами занята гранитными плутонами. На севере Юго-Западный Памир ограничен Аличурским надвигом [Руженцев, 1968], продолжающимся на территорию Афганистана. Западная граница обоих древних массивов представлена зоной Памиро-Афганского разлома [Карапетов и др., 1975], к которой вернемся несколько позднее.

Внутренняя структура Юго-Западного Памира характеризуется наличием смятого в пологие складки тектонического покрова, по которому плагиогнейсы и мраморы шахдаринской серии архея, гнейсы и кристаллические сланцы аличурской серии протерозоя надвинуты на биотитовые плагиогнейсы, кварциты и мраморы горанской серии архея [Белов и др., 1976]. Зона тектонического контакта между сериями выделяется как хорогская свита, представленная роговообманковыми плагиогнейсами и плагиомигматитами с будинами и линзами эклогитоподобных пород, кислых гранулитов, метагабброидов и ультрабазитов с гранатами и шпинелью. К их подошве приурочены милониты и тектонические брекчии. Описанные соотношения свидетельствуют о тектоническом сдваивании земной коры Юго-Западного Памира, причем поверхность отслоения и надвигания приходится на низы коры и, вероятно, близка к ее древней подошве [Руженцев, 1990].

Граница зон Южного Памира с Центральным Памиром образована Рушано-Пшартской зоной. Она имеет чешуйчатое строение и сложена ультрабазитами, габброидами, терригенными и вулканогенно-осадочными породами карбона-юры, представляющими сутуру мезо-Тетиса (Карапетов и др., 1975; Пашков, Швольман, 1979]. В пределах Центрального Памира (Руженцев, 1990) выделяются северная Ванчская и южная Музкольская зоны, представлявшие собой в конце палеозоя отторженный северный край Гондваны. Ванчская зона характеризуется почти непрерывным разрезом от кембрия до падеотена. В Музкольской зоне нижне-среднепадеозойские отложения отсутствуют. Палеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения Ванчской зоны шарыированы к югу, образуя на западе аллохтонный Язгулемский синклинорий, а на востоке перехрывая Музкольскую зону. Музкольская зона также имеет покрояно-складчатое строение. Образование покровов Центрального Памира С.В.Руженцев связывает с наличием региональных горизонотслоения, разделяющих отдельные тов комплексы пород. В Ванчской зоне это протерозой -кембрий, палеозой и триас-палеоген, а в Музкольской – протерозой-нижний палеозой, триас-юра и мел-палеоген. Верхнемеловые известняки, палеогеновые эффузивы и красноцветы образуют орогенный комплекс, несогласно перекрывающий более древние толщи, подвертшиеся складчатости [Швольман, 1977]. Вместе с тем, мел и палеоген вовлечены в покровообразование.

Напряженность деформаций дисгармонично возрастает вниз по разрезу [Руженцев, 1968, 1971, 1990]. Она достигает максимума в нижнем протерозой-раннепалеозойском комплексе, где распространены гигантские лежачие складки течения и продольного изгиба и породы претерпели значительный динамометаморфизм. По мнению С.В.Руженцева, это связано не столько с возможной большей длительностью деформаций в древних толщах, сколько с большей глубиной струк-



турообразования. Наряду с покровами, выделяются их корневые пояса, которые позднее, на второй стадии деформаций, испытали дополнительное смятие осевых поверхностей лежачих складок, в крайнем выражении приводящее к образованию узких будинированных клиньев [Руженцев, 1990].

Северный Памир - варисское покровно-склад-

чатое сооружение. В его северных тектонических зонах обнаружены гипербазиты и габброиды (Каракульская зона) и нижнекаменноугольные толеитовые базальты океанического типа, вероятно, представляющие собой две сближенные сутуры палео-Тетиса [Руженцев, 1990]. На юге Северного Памира, в Дарваз-Сарыкольской зоне, преобладают песчано-сланцевые толши карбона-перми, формировавшиеся в условиях континентального склона. Образование тектонических покровов и чешуй относится к карбону, перми и, возможно, началу триаса. Наряду с ними, выделяются ретрошарьяжи с южной вергентностью, существенно более молодые [Руженцев, 1990].

Расположенная севернее Внешняя зона Памира Пубин, 1960] возникла на месте мезодойскокайнозойского прогиба. В ее разрезе выделяются две жесткие терригенные толши – нижнемеловая и неогеновая, и два пластичных карбонатно-глинистых комплекса — верхнеюрский и верхнемеловой-палеогеновый, Мошности меловых и неогеновых отложений возрастают к югу - к Северному Памиру, надвинутому на структуры прогиба по зоне Каракульского (Сеяеро-Памирского) разлома. Слагающие Внешнюю зону осадочные толщи смяты в разнообразные складки от простых коробчатых и симметричных до грибовидных, веерных и запрокинутых. Сложные складки при крайнем изменении переходят в покровы in situ [Скобелев, 1977]. Сравнивая складки в механически сходных нижнемеловых и неогеновых отложениях, убежлаемся, что последние построены проще. Еще более простыми оказываются складки в нерхнечетвертичных отложениях и складки, выраженные деформациями позднечетвертичных поверхностей рельефа. Очевидно, здесь сказывается продолжительность складчатости. Вместе с тем, интенсивность деформаций и связанный с ними динамометаморфизм возрастают вниз по разрезу даже в одновозрастных отложениях. С.Ф.Скобелев [Скобелев и др., 1988] описал сильно деформированные и метаморфизованные нижнемеловые отложения, претерпевшие эти изменения на значительной глубине, а ныне выведенные на поверхность в восточной части хребта Петра Перного и западной части Заалайского хребта. Они представлены слюдистыми сланцами и мраморизованными известняками, образующими линзовидные чешуи.

Прогиб Внешней зоны Памира развивался и начал сминаться в складки между поднятиями Северного Памира и Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алая), служившими источниками сноса обломочного материала. С ускорением их воздымания в конце миоцена увеличился и приток в прогиб грубообломочного материала, концентрировавшегося на обоих бортах прогиба. Под действием веса этих грубых осадков начался переток нижележащих пластичных пород от краев к оси прогиба, что вызвало дополнительное поздымание развивавшихся там складок и зарождение из их элементов осевого поднятия, со временем образояавшего хребты Петра Первого и Заалайский [Скобелев и др., 1988].

По данным С Ф.Скобелева, современное Петро-Заалайское поднятие имеет форму асимметричной мегантиклинали, надвигающейся на север и перекрывающей реликтовый орогенный прогиб между ним и поднятием Гиссаро-Алая по зоне Вахшского надаига. В ряде мест и, прежде всего, в области наибольшего надвигания, приходяшейся на запалную часть Заалайского хребта, реликтовый прогиб перекрыт полностью, и мезозойско-кайнозойские отложения хребта непосредственно граничат с палеозойскими толшами Южного Тянь-Шаня. Аналогичным образом сокращается реликтовый молассовый прогиб на южном склоне Петро-Заалайского полнятия за счет надвигания Северного Памира по Каракульскому разлому.

Важнейшая особенность Памиро-Гималайского региона - дугообразное в плане строение отдельных тектонических зон, образующих структуру Пенджабско-Памирского синтаксиса. По бокам дуги развиты крупные сдвиги. На востоке это Памиро-Каракорумский правый сдвиг северо-заладного простирания [Пейве и др., 1964], от которого в зоне Юго-Восточного Памира ответвляется серия оперяющих правых сдвигов (Руженцев, 1963. 1968]. На западе выделяется система левых сдвигов меридионального и северо-восточного простираний. Она начинается от берега Индийского океана, в районе г. Карачи, продолжая, вероятно, океаническую зону разломов Оуэн, и представлена по меньшей мере тремя субмеридиональными разломами, образующими леный кулисный ряд Северный из разломов — Чаманский (см. рис. 8) протягивается почти на 1000 км и достигает западной части Центрального Памира. Здесь Чаманский сдвиг примыкает к сопряженному с ним Зебак-Мунджинскому правому сдвигу, являющемуся восточным продолжением Гиндукуш-Герирудского (Гератского) разлома, и кулисно подставляется Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений [Трифонов, 1983], которая на отрезках меридионального и северо-восточного простирания совпадает с Дарвазским разломом

(рис. 9). Последний пересекает р. Пяндж возле с. Саригор и протягивается на селер вдоль р. Обиминьоу. В районе с. Сатирдашт разлом отклоняется к северо-востоку. Далее Дарваз-Алайская зона пересекает р. Обихингоу и нижнее течение р. Муксу и следует на восток вдоль северных подножий Заалайского хребта, где се ветви характеризуются уже не левосдвиговыми и взбрососдвиговыми, а взбросовыми и надвиговыми смешениями [Никонов и др., 1983; Трифонов, 1983]. С.С.Карапетов и др. [1975] объединили Дарвазский, Чаманский и выделенный между ними Патманский разломы в единую зону Памиро-Афганского разлома.

Заканчивая характеристику краевых сдвиговых зон, необходимо отметить, что они выражены не только разломами с горизонтальным смещением, но и горизонтальным изгибом тектонических зон. Так, зона Северного Памира. изгибаясь вдоль Дарвазского и Памиро-Каракорумского разломов, хотя частично и смещена ими, но смыкается с ее продолжениями за пределами синтаксиса – в Западном Гиндукуше и Куньлуне.

1.2.2. Возраст новейших деформаций

Описанные тектонические зоны Гималаев и Памира развивались в условиях сжатия и испытали в процессе развития значительное поперечное сокращение. Но не все оно приходится на неотектонический этап. Он начался после того, как в зоцене, 40—50 млн лет назад, произошло замыкание Тетиса и возникла сутура зоны Инда, несогласно перекрытая местами в верховьях этой реки олигоцен-миоценовыми конгломератами [Теwari, 1964]. С олигоцена на всей рассматриваемой территории существует континентальная кора, и горизонтальные движения приводили лишь к ее перераспределению.

Если в зоне Инда наиболее интенсивные новейшие деформации и смещения приходятся на конец зоцена – олигоцен, то в более северных зонах они моложе. Метаморфизм центральной части Каракорума, по мнению А.Дезио [1977], происходил в миоцене и непосредственно предшествовал становлению осевого батолита (8,6 млн лет, Rb-Sr метод) и внедрению синхронных ему кислых силлов и даек. Тогда же, вероятно, возникли надвиги приосевой части. На северном и южном склонах горной системы возраст складчатости и надвигания определяется в более широких пределах: от зоцена, когда на севере возникли интрузии кварцевых сиенитов массива Гираф (53 млн лет, Rb-Sr метод), а на юге имели место прогибание и осадконакопление, до позднего миоцена, когда сформировались кислые интрузии, синхронные осевому батолиту. Смятие третичных конгломератов дает основание предполагать, что основные движения происходили в олигоцене-миоцене. Дайки плиоценовых диоритов и лампрофиров не деформированы.

Позднеальпийские горизонтальные движения Юго-Восточного Памира происходили после обшей складчатости и формирования орогенного комплекса [Руженцев, 1968], которые сопровожлались внедрением гранитоилов мелового и палеогенового возраста. Последние фазы магматической активности регистрируются на Юго-Восточном Памире внедрением шелочных пород Сарыкольского хребта - 17-12 млн лет [Дмитриев и др., 1964]. Вероятно, начало позднеальнийских горизонтальных движений совпало с заключительным этапом магматической активности. Движения происходили в две фазы. Первая фаза проявилась образованием сжатых складок и надвигов (в том числе, вероятно, и части надвигов Рушано-Пшартской зоны), а вторая – образованием правых сдвигов и сопряженных с ними надвигов.

Основные фазы покровообразования на Юго-Западном Памире, вероятно, относятся к достаточно древним геологическим эпохам. Но можно предполагать новейшую активизацию этого процесса, близкую по времени к становлению Памиро-Шунганского батолита — 32—21 млн лет и повторному метаморфизму древних толщ — 32—9 млн лет назад [Швольман, 1977].

В Центральном Памире, как отмечалось выше, выделяются две фазы деформаций сжатия, разделенные эпохой метаморфизма музкольского комплекса [Руженцев, 1968]. К первой относится образование тектонических покровов и лежачих складок, а ко второй – их локальное дополнительное смятие и расчешуивание. Лежачие складки и покровы начали развиваться в середине мела и в палеогене [Руженцев, 1971], но продолжали свое развитие и позднее, поскольку мел-палеогеновый комплекс вовлечен в покровообразование. Возраст метаморфизма определяется временем образования, по-видимому, синхронных ему метасоматических и палингенных интрузий субщелочных гранитоидов — 36–14 млн лет [Швольман, 1977], а также отсутствием гальки метаморфизованных пород в палеогеновых конгломератах [Пейве и др., 1964].

К новейшему времени, вероятно, относятся и ретрошарьяжи с южной вергентностью на южных склонах Северного Памира. Каракульский надвиг развивался с конца миоцена и перекрыл миоценовые красноцветы. Поскольку он не деформируст заметно пересекаемые им крупные долины, например, долину р.Муксу, можно думать, что активные перемещения закончились здесь в среднем плейстоцене.

Складки Внешней зоны Памира начали развиваться не позднее миоцена. Зарождение осевого Петро-Заалайского поднятия в виде отдельных выступающих над уровнем аккумуляции вершин относится, судя по реликтам поверхностей выравнивания конца миоцена – плиоцена, именно к этому времени. Но оформление сплошного полнятия произошло лишь в начале плейстоцена. Одновременно начались движения в зоне Вахшского надвига, продолжающиеся до сих пор. Они сопровождаются развитием на северном склоне поднятия небольших осложняющих складок [Трифонов, 1983].

Вдоль крупных сдвигов, обрамляющих Пенджабско-Памирский синтаксис – Памиро-Каракорумского, оперяющего его Карасуйского, Дарвазского и Чаманского, -- выявлены позднеплейстоценовые и голоценовые смещения [Трифонов, 1983]. Скорость сдвига на северо-восточном отрезке Дарназского разлома определена в 10-15 мм/год [Кучай, Трифонов, 1977]. Близкие амплитуды (и соответственно скорости?) позднечетвертичных левосдвиговых перемещений установлены в южной части Дарвазского разлома [Трифонов, 1983] и по Чаманскому разлому [Weilman, 1966].

Сдвиговые зоны играли нажную роль в развитии структуры синтаксиса, но не всегда их конфигурация совпадала с современной. Так, Памиро-Каракорумский разлом оперен с запада правыми сдвигами Юго-Восточного Памира, возникшими после формирования значительной части сжатых складок и надвигов, т.е. скорее всего в позднем миоцене и плиоцене. Но лишь по крупнейшему из оперяющих сдвигов, Карасуйскому, сдвиговые перемещения сохранялись в позднечетвертичное время. Линия Кветты, продолжающая сутуру зоны Инда на западном краю Индийской платформы, отделяет Сулеймано-Киртарскую зону неогеновых сорванных складок платформенного чехла от Белуджистанской зоны, сложенной многокилометровой толщей палеоген-миоценового флиша и испытавшей складчатость в конце миоцена [Перфильев и др., 1973]. Линия Кветты протягивается на север вдоль Киртарского хребта, затем огибает с севера выступ Индийской платформы, известный как синтаксис Кветты, и вновь простирается на север вдоль Сулеймановых гор. На обоих субмеридиональных отрезках линии Кветты отмечены следы левосдвиговых перемещений [Gansser, 1966]. На поздних стадиях новейшего орогенеза они не продолжались, сконцентрировавшись в зоне соседнего Чаманского разлома

По Чаманскому разлому левосдвиговые перемещения начались в миоцене, нарушив палеогеновый флиш [Карапетов и др., 1975]. О начале движении по Дарвазскому разлому можно судить по аналогии с его современным строением. Сейчас на меридиональном отрезке разлома наряду с левосдвиговой имеет место небольшая раздвиговая компонента перемещений, выразившаяся образованием грабена в долине р.Пянлж и возде сел. Иол и Порвор. Подобный грабенообразный прогиб, но большего размера, существовал вдоль западного крыла южной меридиональной части разлома и прежде. Глубина прогиба нарастала к югу, и наиболее опущенная часть приурочена к нижнему течению р. Кокчи (Северный Афганистан). Эдесь с конца миоцена до раннего плейстоцена эключительно в западном коыле разлома накопилось более 7 км молассовых отдожений, а в восточном крыле — 0.8—1 км [Ачилов, 1976]. До того оба крыла разлома были областями поднятия и ленудации.

Если меридиональный и отчасти северо-восточный отрезок Дарваз-Алайской зоны, т.е. собственно Дарвазский разлом, унаследованно развивается до сих пор, то далее к северо-востоку и востоку ситуация изменяется. До начала среднего плейстоцена продолжением сдвига был Каракульский надвиг, разделявший Северный Памир и его Внешнюю зону. В среднем плейстоцене сформирсвалась более северная ветвь разлома, рассекающая наискось Внешнюю зону и через плато Тупчак и низовья р. Муксу продолжающаяся на южный борт Алайской долины (см. рис. 9). Здесь новообразованная ветвь сливается с продолжением Вахшского надвига.

Итак, к северу от зоны Инда намечается последовательное омоложение эпохи наиболее интенсивного новейшего складко- и покровообразования. В зоне Инда она завершилась в олигонене. В Каракоруме и на Южном Памире наиболее интенсивные неотектонические движения происходили в олигоцене и миоцене, причем на Юго-Восточном Памире заключительные стадии надвигообразования синхронны развитию сдвигов и приходятся, вероятно, на конец миоцена и плиоцен. К концу палеогена - началу миоцена относятся завершающие сталии первой фазы леформаций Центрального Памира - образования лежачих складок и покровов. Вторая фаза деформаций сжатия, последовавшая за эпохой метаморфизма, приходится на конец миоцена и, возможно, на плиоцен. Отдельные разломы здесь, как и на Южном Памире, продолжали развиваться и в четвертичное время [Никонов и др., 1983; Скобелея и др., 1988]. Каракульский надвиг активно развивался с конца миоцена (после отложения нижне-среднемиоценовых красноцветов моссагетской серии) до начала среднего плейстоцена, когда его функции перешли к расположенным севернее восточным отрезкам Дарваз-Алайской зоны разломов. Заложение осевого Петро-Заалайского поднятия в прогибе Внешней зоны Памира также приходится на конец миоцена и плиоцен, но его оформдение в виде единой выраженной в рельефе мегантиклинали произошло лишь в самом конце плиоцена – начале плейстоцена. С этого времени Начала развиваться как целое и зона Вахшского надвига.

Параллельно с распространением к северу новейшего складко- и надвигообразования (в отдельных зонах унаследовавшего более ранние проявления подобных процессов), происходило наращивание к северу сдвиговых зон на краях синтаксиса. Лучше это видно на западном его фланге: по Чаманскому разлому движения начались в миоцене, по Дарвазскому разлому – в конце миоцена, а вдоль более северо-восточных отрезков Дарназ-Алайской зоны – только в среднем плейстоцене.

Наметившиеся хронологические особенности развития региона можно объяснить следующим образом [Трифонов, 1979а]. В процессе продолжавшегося после замыкания Тетиса северного дрейфа Индостана тектоническая зона, располагавшаяся непосредственно перед фронтом син-

таксиса, испытыяала наиболее интенсивные сжатие, деформации и горизонтальные смещения. В результате она обособлядась от своих продолжений к западу и востоку, причленялась к Индийской плите и начинала двигаться вместе с ней, а фронт плиты скачкообразно мигрировал к северному флангу такой зоны (или совокупности зон), где создавал условия для интенсивных деформаций и смещений на следующем участке и т.д. В итоге перед зоной Инда сформировалась серия надвинутых на север, реже на юг неотектонических чеший, возраст обособления которых все более омолаживается в северном направлении. Новейшее сжатие тектонических зон выразилось в формировании не только локальных складок, сорванных покровов, надвигов и сдвигов, но и крупных рельефообразующих складок основания, прогрессирующий рост которых приводил к общему воздыманию поверхности. Оно сопровождалось проявлениями изостатической и гравитационной тектоники. Последней определялись, по-видимому, зарождение Петро-Заалайского поднятия в прогибе Внешней зоны, последующее развитие постэрозионных покровов на его северном склоне [Скобелев и др., 1988] и отчасти образование покровов в Центральном Памире ГРуженцев. 1990].

В Гималайской части региона последовательность неотектонических событий оказывается зеркально противоположной той, что наметилась севернее зоны Инда. По данным Г.Д.Ажгирея [1977], определенный К-Аг методом возраст метаморфизма, связанного с покровообразованием в Гималаях, показывает, что оно началось до окончательного замыкания Тетиса и продолжалось в процессе замыкания. Значительные перемещения приходятся и на миоцен. Так, возраст метаморфизма отдельных шарьяжных пластин Высоких Гималаев 13-59 млн лет, а гранитов (наряду с миоценовыми определениями) - 42-52 млн лет. Возраст метаморфических минералов покровов Чейл и Джутог Низких Гималаев - 22-45 млн лет, но есть и более древние определения - 85-125 млн лет. Согласно А.Гансеру [1967], зоны Низких Гималаев и Главного центрального надвига подверглись 9–18 млн лет назад метаморфизму и гранитизации, отчасти замаскировавшим ранее возникшие складки и надвиговые контакты. Согласно данным позднейших исследований [Ratschbacher et al., 1993], частичное плавление и



Рис. 10. Геофизические разрезы Памиро-Тималайского региона

а, 6 - геофизические разрезы через Гиндукуш и Афтано-Таджикскую депрессию (а) и Памир (б) [Трифонов, 1983] Цифры на разрезах: 7 - поверхность Мохо [Белоусов и др., 1979], 2 - изолинии скоростей Р-воли, км/с [Nikolaev et al., 1985]; 3

- коровая сейсмофокальная зона: 4 - мантийная сейсмофокальная зона

 в - поперечный профиль региона, показывающий плотность гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии [Белоусов и др., 1979]

1 - обобщенная топография; 2 - поверхность Мохо; 3 - глубинные разломы; 4-6 - кривые плотности эпицентров землетрясений (M) с очагами: 4 - ь верхней части земной коры; 5 - в нижней части земной коры; 6 - в верхней мантии; 7 - кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге; 8-13 - шкала эначений плотности гипоцентров землетрясений: 8 - 1 - 2, 9 - 2 - 3, 10 - 3 - 5, 11 - 5 - 7, 12 - 7 - 10, 13 - > 10

Figure 10. Geophisical sections of the Pamir-Himalayan region

Geophysical sections transverse to the Hindu Kush and the Alghan-Tadjik basin (a) and the Pamirs (b) [Трифонов, 1983]

Numerals in the sections a and b: (1) Moho discontinuity [Белоусов и др., 1979]; (2) isolines of the P-wave velocities in the Upper mantle, km/s [Nikolaev et al., 1985]; (3) crustal seismic zone; (4) mantle seismic zone

 (a) Cross section transverse to the region, showing density of epicentres of earthquakes in the Earth's crust and the Upper mantle [Белоусов и др., 1979]

(1) generalized topography; (2) Moho discontinuity; (3) deep-seated faults; (4-6) curves of earthquake hypocentre density (N): (4) in the Upper crust, (5) in the Lower crust, (6) in the mantle; (7) the Bouguer anomaly curve; (8-13) densities of the earthquake hypocentres: (8) 1-2, (9) 2-3, (10) 3-5, (11) 5-7, (12) 7-10, (13) >10

метаморфизм горных пород в зоне Главного надвига явились непосредственным результатом движений по нему и достигли максимума 20 млн лет назад Подвижки на некоторых участках Главного центрального надвига продолжались в плиоцене, а по отдельным покровам Низких Гималаев даже в плейстоцене [Гансер, 1967], но они едва ли соизмеримы с более ранними смещениями. Новым структурным элементом Низких Гималаев явились позднеплейстоценовые и голоценовые продольные взбросы с поднятыми южными крыльями, как бы сопряженные с основными надвигами и покровами, полого наклоненными на север [Nakata, Kizaki, 1986; Nakata, 1989].

В раннем-среднем плейстоцене происходит складчатость Субгималаев [Гансер, 1967]. Движения по Главному пограничному разлому начались тогда же, но продолжались и позднее, местами по сей день. В современной структуре Низкие Гималаи надвинуты на складки сивалика. Самым молодым оказывается Фронтальный разлом, по которому эти складки надвинуты на недеформированную часть Предгималайского прогиба [Valdija, 1986].

Таким образом, Гималаи и Субгималаи образованы серией неотектонических чешуй, последовательно омолаживающихся к югу. В целом, новейшая структура Памиро-Гималайского региона имеет в поперечном сечений форму двустороннего орогена с осью в зоне Инда (см. рис. 8).

1.2.3. Глубинное строение

Принципиально важен вопрос о продолжении выделенных неотектонических чешуй на глубину и их соотношениях с внутрикоровыми и мантийными структурами. Изучение положения землетрясений в северной части региона (Лукк, Винник, 1975; Новый каталог..., 1977] показало, что гипоцентры широко распространенных здесь сидьных коровых землетрясений приурочены преимущественно к глубинам 10-30 км (см. рис. 5) и образуют максимум под наклоненными к югу и, вероятно, сливающимися на глубине зонами Вахшского и Каракульского надвигов. На уровне 30-40 км от поверхности, по данным Ю.К.Шукина Белоусов и др., 1979], выделяются: субгоризонтальная зона скопления гипоцентров землетрясений, как правило, менее сильных, чем в верхнекоровом слое, а под ней - слой, где количество гипоцентров резко уменьшается (рис. 10). Еще

ниже, на глубинах 70—270 км, находится Памиро-Гиндукушская мантийная сейсмофокальная зона (см. рис. 6). В памирской части она круто наклонена на юг, а в гиндукушской на север (см. рис. 10). Выделение этой зоны как единой протяженной полосы условно, поскольку подавляющее большинствс промежуточных землетрясений с магнитудами $M \ge 6$ сконцентрировано на участке примерно 2° х 2° в районе афганского города Файзабад, а в других частях зоны известны лишь единичные события такой силы.

Согласно сейсмическим исслелованиям [Кулагин и др., 1976; Алиев и др., 1977; Белоусов и др., 1979; Хамрабаев, 1980], мошность земной коры Памира и Гималаев достигает 60-70 км. В.К.Кулагин [Кулагин и др., 1976: Макаров и др., 1982] выделил в земной коре региона волновод, погружающийся от 15-27 км пол Южным Тянь-Шанем до 32-44 км под Памиром. Профили ГСЗ через западную и центральную части Памира позволили детализировать расположение волноводов. Согласно интерпретации С.Ф.Скобелева [Скобелев и др., 1988], они либо непосредственно продолжаются к поверхности главными надвигами неотектонических чешуй, либо ограничивают такие надвиги на глубине (рис. 11). Это приводит к предположению о существовании единой субгооизонтальной зоны тектонического срыва верхнекоровых чешуй на глубинах 30-45 км (рис. 12). Субгоризонтальная область скопления гипоцентров тяготеет к верхней части этого слоя. Фундамент Внешней зоны Памира по скоростным характеристикам близок к протерозойским и палеозойским толшам, обнаженным в Гиссаро-Алае (Кулагина и др., 1974). По данным ГСЗ [Хамрабаев, 1980], он прослеживается далеко на юг, где на нем залегают более высокоскоростные породы Северного Памира. Такие соотношения можно интерпретировать как надвигание Северного Памира к северу примерно на 200 км [Скобелев и лр., 1988].

В отношении Гималаев также высказывались соображения, что Фронтальный, Главный пограничный к Главный Центральный надвиги сливаются на глубине в единую полого наклоненную на север зону срыва [Valdija, 1986; Ni, 1989]. Если гипоцентры сильных землетрясений вдоль фронта Гималаев, как считают некоторые исследователи [Ni, Barazangi, 1984], приурочены к этой зоне, она расположена сравнительно неглубоко – 15–20 км.



Рис. 11. Геологическая интерпретация результатов сейсмопрофилирования земной коры Памира и Тянь-Шаня, выполнениая С.Ф.Скобелевым [Тектоническая расслоевность..., 1990]

1- осадочный чехол; 2- домезозойские метаосадочные породы гиссаро-алайского типа; 3- домезозойские метавулканические и метаосадочные породы северопамирского и центральнопамирского типов; 4- коровые волноводы; 5- нижняя часть гранитнометаморфического слоя; 6- "базальтовый" слой; 7- верхняя мантия; 8- аномально высокоскоростные породы среди более низкоскоростных; 9- поверхность Конрада; 10- варианты положения поверхности Мохо; 11- пластовые скорости Р-воля, км/с; 12граничные скорости Р-воли, км/с

Figure 11. Geological interpretation by S.F. Skobelev [Тектоническая расслоенность..., 1990] of seismic profiling of the Pamir and Tlen Shan Earth's crust

(1) Sedimentary cover; (2) pre-Mesozoic metasedimentary rocks of the Ghissar-Alai type; (3) pre-Mesozoic metavolcanic and metasedimentary rocks of the northern and central Pamir type; (4) wave guide; (5) lower part of the granite-metamorphic layer; (6) Upper mantle; (7) abaseltics layer; (8) abnormally high seismic wave velocity rocks surrounded by the less velocity ones; (9) versions for the Konrad discontinuity position; (10) versions for the Moho discontinuity position; (11) layer velocity of the P-waves, km/s; (12) boundary velocity of the P-waves, km/s; (12) boundary velocity of the P-waves, km/s; (13) boundary velocity of the P-waves, km/s; (14) boundary velocity of the P-waves, km/s; (15) boundary velocity of the P-waves, k



Рис. 12. Обобщенный теологический разрез через Памиро-Гималайский региов (Трифонов, 1979, Trifonov, 1989)

1- офиолиты; 2- осадочный чехол; 3- консолидированная часть земной коры, катаклазированная в нижней части; зона срыва над катаклазитами является нижним пределом произкновения большинства коровых раздомов; 4- верхняя мантия

Figure 12. Principal interpretative geological section transverse to the Pamir-Himalayan region [Tpidonon, 1979]; Trifonov, 1989]

(\vec{I}) Ophiolites; ($\vec{2}$) sedimentary cover; (\vec{J}) consolidated part of the Earth's crust, cataclasited in the lower part; the detachment zone over the cataclasites is the lower limit for penetration of majority of crustal faults; (4) the upper mantle

Более резонным представляется, однако, что очаги сильных землетрясений здесь, как и под Памиром. прихоочены к тектоническим чешуям верхней части коры, а зона срыва находится ниже (см. рис. 12) и характеризуется большей долей пластических леформаций в тектоническом течении горных масс. Все главные новейшие надвиги Гималаев погружаются на север. Согласно одной из интерпретаций сейсмических данных [Matthews, Him, 1984], они не поослеживаются глубже верхнекорового слоя, тогда как на уровне поверхности Мохоровичича регистрируются надвиги, наклоненные на юг. По ним подошва коры ступенчато погружается под Гималай до глубин 70 км, а местами, возможно, и 80 км. Таким образом, намечается резкая дистармония между структурами сорванной верхней части коры и ее основания.

Под Памиром. Каракорумом и Гиндукушем А.В.Николаев и И.А.Санина [1982; Nikolaev et al., 1985] выявили в верхней мантии на глубинах до 280 км существенные вертикальные и горизонтальные вариации скоростей сейсмических волн (см. рис. 10). В основном они характерны для объемов мантии, расположенных к югу от мантийной сейсмофокальной зоны. Этот результат подтверждается данными Г.А.Вострикова {Скобелев и др., 1988] о вертикальном расслоении мантии региона по таким геолинамическим параметрам. как сейсмическая эффективная вязкость, скорость сейсмической леформации и величина действующих напряжений. Указанные различия проявляются в сейсмофокальной зоне резким падением количества гипоцентров на глубинах 150—170 км.

1.2.4. Неотектоническая модель и оценка поперечного неотектонического сокращения региона

Изложенные выше факты могут быть синтезированы следующим образом. Новейшая структура Памиро-Гималайского региона создана сжатием и перемещением горных масс в результате сближения Индии с Евразией после закрытия Тетиса. На отдельных стадиях новейшего этапа максимальное скучивание верхнекорового слоя, выражавшееся в формирозании покровно-складчатых структур, охватывало разные зоны, последовательно мигрируя как к северу, так и к югу от первоначальной области концентрации деформаций – зоны Инда. В итоге, сходными деформациями и смещениями был охвачен регион шириной в сотни километров. В нем возникла система разновозрастных тектонических чешуй, сорванных со своего основания, а общая мощность скученной коры достигла 60–70 км. Одновременно со скучиванием происходило поступательное перемещение зон к северу и сформировалась дугообразная структура синтаксиса.

В процессе дислокаций и связанного с ними метаморфизма механические свойства осадочных толш выравнивались и приближались к свойствам кристаллических пород. В результате такой гомогенизации возрастали размеры структур, и они получали все более заметное выражение в рельефе. Этим С.Ф. Скобелев [Скобелев и др., 1988] отчасти объясняет постеренное дерерастание в отдельных тектонических зонах складко- и разрывообразования в горообразование при сохранении прежней геодинамической обстановки сжатия, обусловленного сближением Индостана и Евразии, Сжатие как ведущий фактор горообразования дополнялось гравитационными и изостатическими эффектами, обусловленными особенностями развития как верхнекорового, так и нижележащих слоев литосферы, а также тектоническими следствиями вещественных преобразований в ходе перемещения и связанного с ним метаморфизма, а на больших глубинах и возможного частичного плавления коровых масс. Наряду с ростом гор местами, например, на Юго-Восточном Памире, складко- и надвигообразование сменилось со временем развитием сдвигов.

Итак, верхнекоровый слой Памиро-Гималайского региона отслоен и деформирован дистармонично относительно низов коры и верхней мантии (см. рис. 12). Горизонт отслоения приурочен к средней и, вероятно, нижней частям коры. Относительно структуры мантийной части литосферы мнения расходятся. По мнению некоторых исследователей [Powell, Conaghan, 1973; Barazangi, Ni, 1982]. литосфера Индийской платформы пододвинута под Гималаи и более северные районы. по меньшей мере, на ширину Тибета по почти горизонтальной поверхности срыва в основании прежде существовавшей там континентальной коры или только ее верхнекорового слоя. В пользу такого поддвиѓа свидетельствуют, по мнению М.Баразанджи и Дж.Ни, высокие скорости сейсмических волн в самых верхах мантии Тибета, сходные с аналогичными скоростями под Индий-



Рис. 13. Карта активных разломов области взаимодействия Индийской и Евразийской плит

Составил В.Г.Грифонов по данным К.Е.Абдрахматова, Р.Армийо, К.И.Богдановича, В.С.Буртмана, К.С.Вадлия, И.Е.Губина, Денг Килонга, Динг Гуойю, С.А.Захарова, Т.П. Ивановол, Р.С.Йетса, В.К.Кучая, И.Н.Лемзина, Н. В.Лукиной, К.Лю, В.И.Макарова, Т.Накета, А.А.Никсиова, С.Ф.Скобелева, А.Л. Строма, П.Таппонье, А.В.Тимуша, Н.У.Уэллмана, О.К.Чедия, С.С.Шульца и др. и результатам собственных наблюдений

Условные обозначения к рис. 13, 14, 21-24, 26, 47, 75

1-8 - мерфология активных разломов (слева достоверных, справа, предполагаемых): Л - сбросы, 2 - надвиги и взбросы, 3 - раздвиги, 4 - едвиги, 5 - флексуры, 6 - резломы с неизвестным типом смещения, 7 - поверхностные продолжения глубинных сейсмофо зон субдукции, 8 - «скрытые» разломы, выраженые на поверхности лишь коевенными признаками; 9, 10 - возраст последних проявлений активости прейстоцен и голоцен, включая современность: П-13 - скорсти врижений по разломам (V, мм/год). П - V>5, 12 - I<V<5. К. - V.</p>

Figure 13. Map of active faults of region of interaction of the Indian and Eurasian plates

The map is compiled by V.G. Trifonov by using the data of K.E. Abdrakhmatov, R.Armijo, K.I. Bogdanovich, VS. Burtman, O.K. Chedia, Deng Qilong, Ding Guoyu, I.E.Gubin, T.P.Ivanova, V.K. Kuchay, I.N. Lemzin, Q.Lu, N.V.Lukina, V.I. Makarov, T.Nakata, A.A. Nikonov, S.S. Shults, S. F.Skobelev, A.L. Strom, P.Tapponniet, A.V.Timush, K.S. Valdiya, N.W. Wellman, R.S. Yeats, S.A.Zakharov et al. and own observations

The legend for Figures 13, 14, 21-24, 26, 47 and 75

(1-3) Sense of motion (the proved faults are shown on the left and the assumed faults are shown on the right): (1) normal faults. (2) thrust and reverse fault; (3) extension fault; (4) strike-slip fault; (5) flexure; (6) unknown; (7) seismic focal zone; (8) deep-seated fault, (9, 10) Age of the last manifestation of activity; (9) Middle Pleistocene; (10) Upper Pleistocene and Holocene, uncluding historical and contemporary. (11-13) Rates of motion (V, mm/year): (11) V5; (12) LSV<5; (12) V<1

ской платформой. С поддвигом связывается увеличенная до 70 км мощность современной земной коры Тибета. У Варси и П.Молнар [Warsi, Molnar, 1977], исходя из гравиметрических данных, признают поддвиг литосферы Индийской платформы под Гималаи под углом 15±5°, но не считают возможным распространять пододвинутую плиту далеко под Тибетское плато. Важнейший аргумент против столь значительного пододвигания — совместное с Индийской платформой перемещение Тибета к северу после начала коллизии [Molnar, Chen, 1978]. С этим перемещением связываются новейшие деформации и смещения по разрывам как самого Тибета, так и более северных и восточных районов Азии [Molnar, Тарропnier, 1975].

Приведенные в предыдушем разделе данные о сложном распределении сейсмических волн и других геодинамических характеристик верхней мантии региона не позволяют принять модель простого пологого поддвига. Более вероятной представляется и на мантийном уровне ведущая роль тектонического расслоения и неравномерного скучивания горных масс, присущая мантии, может быть, даже в большей мере, чем земной коре. Глубинная сейсмофокальная зона протягивается примерно вдоль границы неравномерно расслоенной и сильно деформированной (судя по сложному распределению скоростей сейсмических волн) мантии Гиндукуша, Памира и Каракорума с более просто построенной мантией северных частей региона. Может быть, деформациями на границе этих разнородных сред и объясняется расположение сейсмофокальной зоны. Выше было высказано предположение о тектоническом перекрытии верхнекоровым слоем Северного Па-МИра южнотянышаньского кристаллического основания. Возможно, это отражает общую тенденцию большего перемещения на север верхнекоровых тектонических зон (признаки срыва верхнекорового слоя обнаружены даже в Южном Тянь-Шане севернее Памирской дуги) по сравнению со структурами нижней части коры и верхов мантии.

Северный дрейф горных масс Индостана, вовлекающий в движения внутренние зоны орогенического пояса, рождает проблему пространства, занимаемого как перемещенными массами, так и теми горными породами, которые там прежде располагались. Отчасти проблема решается скучиванием и утолщением как коровой, так, вероятно, и мантийной частей литосферы. Интересно также развитие на флангах Пенджабско-Памирского синтаксиса субширотных сдвигов (рис. 13), левых к востоку от Памиро-Каракорумского разлома и правых к западу от Памиро-Афганской зоны разломов, многие из которых сохраняют активность до сих пор [Molnar, Тарроппіет, 1975; Трифонов, 1976_в, 1983]. Остановимся на этой детали неотектонического строения региона подробнее.

Активные левые сдвиги и взбросо-сдвиги восточного обрамления Пенлжабско-Памирского синтаксиса сконцентрированы в Тибете и его предгорьях. Они описаны в разделе 1.3. Западнее Памиро-Афганской зоны разломов выделены субширотные Гератский (Гиндукуш-Герирудский) и севернее Талемазарский разломы с признаками позднечетвертичных правосдвиговых смещений [Wellman, 1966]. Гиндукуш-Герирудский разлом продолжается на северо-восток Зебак-Мунджинским разломом, также с признаками молодых правосдвиговых смещений [Wellman, 1966; Баженов, Буртман, 1990]. Последний ограничивает с севера зону Чаманского левого сдвига. Прямыми данными о южном окончании Дарвазского разлома мы не располагаем, а космические изображения допускают две интерпретации: южным ограничением может быть как Зебак-Мунджинский, так и Талемазарский разлом, возможно, смыкающийся с Зебак-Мунджинским на востоке.

На северо-западном краю Памира примером подобных нарушений служит Сурхоб-Илякская зона молодых правых сдвиго-надвигов [Трифонов, 1983]. Она отчленяется от Дарваз-Алайской зоны (между р. Муксу и пос. Джиргиталь) и следует на запад-юго-запад вдоль долин рек Сурхоб, Вахш, Оби-Гарм, Иляк и далее к г. Яван (см. рис. 9, 13). Зона расположена вблизи Вахщского и продолжающего его на юго-запад Илякского надвигов, но не вполне совпадает с ними, возможно, представляя собой поверхностное выражение более глубинного и, как правило, более крутопадающего тектонического нарушения. О его относительной глубинности свидетельствуют повышенный тепловой поток и газо-гидрохимические аномалии в зоне разлома [Лукина и др., 1991].

Восточная часть Сурхоб-Илякской зоны между пос. Таджикабад и Гарм представляет собой правосдвиговый кулисный ряд взбросов и надвигов. Один из них, наклоненный на юг под углами 40-45°, вблизи устья р. Руноу смещает раннеголоценовую террасу на 15 м. Скважина в южном крыле разлома вскрыла под меловыми отложениями позднечетвертичные галечники [Кучай, 1983]. Многолетние геодезические наблюдения свидетельствуют о систематическом, хотя и переменном по величине воздымании южного крыла со скоростями до 15 мм/год, а также о сближении крыльев со скоростью около 20 мм/год [Pevnev et al., 1975].

Вместе с тем, повторные светодальномерные наблюдения на большей базе обнаружили смещение репера в северо-восточной части Вахшского хребта на юго-запад со скоростью 20 мм/год, т.е. о продольном растяжении и выжимании в югозападном направлении Внешней зоны относительно как Северного Памира и Дарваза, так и Южного Тянь-Шаня [Певнев и др., 1978]. По-видимому, подобное течение в западном направлении осадочных толш той части Внешней зоны. которая нахолится западнее области наибольшего сжатия, имело место и на предшествовавших сталиях неотектонического развития. проявияшись в последовательном перекрытии с запада на восток одних систем складок и покровов другими, первоначально располагавшимися южнее [Скобелев и др., 1988].

На более юго-западном отрезке Сурхоб-Илякской зоны, возле устья р.Оби-Гарм, скорость геодезически измеренного современного надвигания составляет примерно 10 мм/год [Никонов, 1988]. Там же по леформациям рельефа и мололых отложений выявлены: позднечетвертичное надвигание, а по одной из ветвей зоны - правый сдвиг до 10 м [Леглер, Пржиялговская, 1979]. Южнее пос. Файзабад разлом скрыт современным конусом выноса, но по сопоставлению скважин зафиксировано вертикальное смещение подошвы верхнеплейстоценовых отложений на 200 м [Иванова, 1984]. Еще юго-западнее, в районе перевала Зардолю и возле с Яван, отчетливо регистрируется деформациями рельефа правосдвиговая составляющая смещений, многократно превосходящая взбросовую. Скорость позднечетвертичного сдвига достигает 1,5-3 мм/год [Трифонов, 1983]. На западном продолжении Сурхоб-Илякской зоны до г. Гиссар выделены небольшие разрывы с признаками молодых взбросо-надвиговых, реже правосдвиговых смешений. Вместе с ними протяженность зоны лостигает 200 км.

Возникновение субширотных сдвигов, правых к западу и левых к востоку от Пенджабско-Памирского синтаксиса, объясняется несколькими взаимосвязанными причинами. Во-первых, продвижение на север клина синтаксиса сокращает пространство, занятое соседними к западу и востоку тектоническими зонами, вызывает в них сжатие, перпендикулярное сдвиговым границам клина и, как следствие, перемещения по субширотным слвигам. Во-вторых, каждая из тектонических зон по обе стороны клина сама испытывает поперечное сжатие, сплюшивается из-за давления с юга и, будучи ограничена с одной стороны краем синтаксиса, растятивается в направлении от него, Растяжение уменьшается к северу, что и создает эффект сдаига. Что же касается конкретно Внешней зоны Памира, то в плиоцене и в четвертичное время она сплюшивалась и продолжает сплющиваться жесткими массивами Северного Памира и Южного Тянь-Шаня. В результате к западу от области максимального сжатия слагающие зону горные породы выдавливаются к западу. Это выражается в левом сдвиге вдоль южного фланга зоны (по Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений) и в правом сдвиге, сочетающемся с надвиганием, вдоль границы с Южным Тянь-Шанем (по Сурхоб-Илякской зоне). Дополнительным результатом такого выдавливания явилось развитие в Таджикской депрессии новейших складок меридионального и северо-восточного простираний. примерно параллельных Дарвазскому разлому. В Куньлуне, на другом фланте синтаксиса, аналогичные новейшие склалки простираются на северо-запад.

В связи с проблемой субширотных верхнекоровых сдвигов интересно, что Памиро-Гиндукушская мантийная сейсмофокальная зона продолжается на запад и в меньшей мере на восток за пределы Пенджабско-Памирского синтаксиса. Возможно, мантийные массы к югу от сейсмофокальной зоны, испытывая значительное скучивание, распространялись к западу и востоку дальше верхнекоровых. Сдвиги в верхней коре отчасти могут быть отражением этих глубинных перемешений.

Оценку поперечного неотектонического сокращения Памиро-Гималайского региона можно сделать лишь для верхнекорового слоя, исходя из данных об амплитудах сорванных покровов, надвигов, сопряженных с ними сдвигов, смятия толш, а также палеомагнитных данных.

Видимая амплитуда смещения по Вахніскому

надвигу - 8-9 км [Губин, 1960]. А.И.Суворов [1963] на основе сопоставления мел-палеогеновых фаний Внешней зоны Памира и Талжикской депрессии пришел к выводу о гораздо больших надвиговых перекрытиях и определил амплитуду Вахшского надвига в 50-55 км и Каракульского - в 40-45 км, По-видимому, рассчитанное А.И.Суворовым сокращение ширины фациальных зон складывается не только из движений по указанным налвигам, но также из покровно-складчатых деформаций внутри Внешней зоны. По мнению С.Ф.Скобелева [Скобелев и др., 1988], детально изучившего его структуру, уместно говорить, как минимум, о трехкратном сокращении ширины зоны за счет внутренних деформаций в течение новейшего этапа, т.е. на 60-70 км. Выше обсуждалось возможное перемещение по Каракульскому надвигу на величину до 200 км. Вместе с деформациями Внешней зоны и смещением по Вахшскому надвигу это определяет амплитуду сближения Северного Памира и Южного Тянь-Шаня в 300 км.

М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] выполнили палеомагнитные измерения и на их основе реконструкцию первоначального положения нижнемеловых и палеогеновых толш хребтов Петра Первого и Заалайского Внешней зоны Памира. По их данным, если сейчас Петро-Заалайское поднятие имеет форму вылуклой на северо-запад дуги, «касающейся» Южного Тянь-Шаня и частично его деформирующей, то в палеогене соответствующая территория прямой полосой простиралась на восток-северо-восток (параллельно современному Южному Тянь-Шаню) и отстояла к югу на расстояние до 300 км, а по другому варианту сопоставления – до 500 км. Южные предгорья Тянь-Шаня, расположенные севернее Вахшского налвига, судя по палеомагнитным данным о нижнемеловых породах, подобного изгиба не испытали.

Данные М.Л.Баженова и В.С.Буртмана характеризуют изменение положения пород Внешней зоны после палеогена, т.е. в течение всего новейшего этапа. Они включают в себя и перемещение зоны в целом, и се внутренние деформации, но не охватывают вызванные движениями Памира деформации Тянь-Шаня, неотектонические зоны которого, хотя и не были изогнуты подобно памирским, но претерпели коробление, вабросонадвиговые и сдвиговые смешения. Общее неотектоническое укорочение Тянь-Шаня, исходя из

его структуры. В.И Макаров [1990] оценивает в 50-60 км. Однако исследования последних лет заставляют пересмотреть эту оценку для Запалного Тянь-Шаня, расположенного перед фронтом Памира. Палеомагнитное изучение разрезов меловых и третичных отложений Ферганской впадины показало, что после формирования они испытали вращение против часовой стрелки до 30° [Cobbold et al., 1993]. Поскольку восточнее Таласо-Ферганского разлома одновозрастные отложения подобного вращения не претерпели, оно должно было компенсироваться синхронными правосдвиговыми смещениями по этому разлому, которые в таком случае достигали 110+60 км. Четвертичное правосдвиговое смешение по Таласо-Ферганскому разлому составляет 12-14 км [Trifonov et al., 1992], а общее смещение, определенное по относительному положению в его крыльях долермских структурно-фациальных зон, достигает 180-200 км [Буртман, 1964]. Новые палеомагнитные данные Показывают, что значительная часть общего смещения приходится на новейшее время, а поперечное укорочение Западного Тянь-Шаня за неотектонический этап может достигать 200 км. Со столь большими величинами согласуются полученные в последние годы техникой GPS данные космической геодезии, согласно которым современное поперечное укорочение Тянь-Шаня (не только Западного, но и Восточного) достигает 20 мм/год [Макаров и др., 1996].

Расчеты М.Л. Баженова и В.С. Буртмана не учитывают амплитуду движений по Каракульскому надвигу после перемещения Внешней зоны в современное положение, т.е. амплитуду надвигания на нее, что может увеличить величину укорочения на километры или первые десятки километров. С учетом всего сказанного первая из приводимых М.Л. Баженовым и В.С.Буртманом цифр вполне сопоставима с оценкой неотектонического укорочения по структурно-геологическим данным. Оно составляет около 300 км для территории между Северным Памиром и Южным Тянь-Шанем и 350–500 км вместе с новейшими деформациями и смещениями Тянь-Шаня.

Новейшие надвиги на юге Северного Памира, возможно, добавляют еще несколько километров или первые десятки километров. Тектоническое укорочение Центрального Памира, если исходить из приводимых С.В.Руженцевым [1971, 1990] величин покровных перекрытий, – не менее 70–
80 км и, возможно, более 100 км. Эти цифры могут оказаться, однако, завышенными для наших расчетов, поскольку, во-лервых, не все покровы сформировались в новейшее время и, во-вторых, часть из них может иметь гравитационное происхождение.

В пределах Юго-Восточного Памира С.В.Руженцев [1963, 1968, 1990] различает надвиги и иные проявления сжатия на границах структурно-формационных зон и более поздние правые сдвиги, переходящие по мере изменения их простирания в разломы с напвиговыми смещениями. Последние определенно, а первые со значительной вероятностью могут быть отнесены к неотектоническим образованиям. Амплитуды перекрытий по пограничным надвигам составляют в сумме 30-40 км. Сдвиги образуют несколько зон, среди которых Оксу-Мургабская характеризуется наибольшими смещениями. По крупнейшему разлому этой зоны, Карасуйскому, они достигают 70 км. а по всем разломам зоны - 90-95 км. Северо-западнее амплитуда сдвиговых смещений сокращается до 40-45 км за счет трансформации в наланговую составляющую движений, и далее на северо-запад сдвиги Оксу-Мургабской зоны переходят в субширотный Лянгар-Сарезский надвиг. Подобные переходы в субширотные надвиги отмечены и для других сдвигов. В итоге, суммарное неотектоническое укорочение зоны Юго-Восточного Памира может быть оценено величиной порядка 100 км. Какие-либо количественные оценки неотектонического сжатия Каракорума отсутствуют. Судя по структурным проявлениям, оно вполне могло достигать десятков километров и более.

Для определения общей величины укорочения к приведенным цифрам следует добавить (кроме Внешней зоны Памира, где это уже вошло в расчеты) сокращение верхнекорового слоя при формировании мегаформ современного рельефа – складок основания, выраженных хребтами и межгорными впадинами. В Памиро-Гималайском регионе такие подсчеты специально не проводились. Но из сравнения с соседним Тянь-Шанем, где подобное сокращение оценивается примерно в 10% первичной ширины, можно допустить поперечное укорочение территории между Тянь-Шанем и зоной Инда за счет развития мегаморф рельефа еще на 40-50 км.

Таким образом, суммарное неотектоническое полеречное укорочение части Памиро-Гималай-

ского региона, расположенной севернее зоны Инда, может достигать 600 км, а вместе с Тянь-Шанем - 800 км. Частично этому укорочению соответствуют амплитуды сдвиговых смещений на флангах Пенджабско-Памирского синтаксиса. На основе сопоставления структурно-формационных зон по обе стороны Памиро-Каракорумского разлома А.В.Пейве и др. [1964] определили амплитулу правослвигового смещения по нему: 270 км в южной части и 180-190 км - в северной. Уменьшение амплитуды сдвига с юга на север объясняется тем, что на Юго-Восточном Памире от разлома ответвляются оперяющие правые сдвиги с суммарной амплитудой не менее 100 км. С.А.Захаров [1958, 1969] определил суммарный левый сдвиг вдоль Дарвазского разлома в 180-200 км. Эта величина включает в себя не только и, может быть, не столько собственно разрывное смещение, сколько горизонтальный флексурный изгиб тектонических зон. Новейшее левое смещение по Чаманскому разлому оценивается в 300 км [Karapetov et al., 1975]. Получается, что по обоим сдвиговым обрамлениям синтаксиса величина горизонтального смещения возрастает к югу примерно до 300 км.

К югу от зоны Инда первый подсчет суммарного поперечного сокращения Гималайского региона сделал А.Гансер [Gansser, 1966]. По его мнению, обилие крупных надвигов и лежащих складок позволяет допустить сокращение земной коры в зоне Низких Гималаев на 150–200 км и их 80– 100-километровое перекрытие Высокими Гималаями. Минимальная амплитуда надвигания по Главному пограничному разлому – 30 км, а сжатие сиваликских слоев – 5–10 км. Таким образом, суммарное поперечное укорочение Гималаев А.Гансер оценивает в 265–350 км. У.Варси и П.Молнар [Warsi, Molnai, 1977] на основе анализа гравиметрических данных допускают поперечное укорочение Гималаев на 300–400 км.

В последние годы выявлены новые важные черты неотектоники Гималаев, в частности, новейшие надвиговые и складчатые дислокации в Высоких Гималаях [Sinha, 1989], правосдвиговая составляющая новейших движений по крупным продольным разломам и существенная роль Фронтального надвига [Valdija, 1986]. Детальные подсчеты складчато-надвиговых деформаций и смещений, выполненные в Кохистане (Пакистанские Гималаи), дали поперечное сокращение территории между сутурой зоны Инда и Главным пограничным надвигом в три раза, т.е. на 470 км [Coward, Butler, 1985; Coward et al., 1987]. Неясно, правда, так же, как и в подсчетах А.Гансера, какая часть этих деформаций возникла после начала коллизии, т.е. в неотектонический этап, а какая до него.

Итак, согласно приведенным данным, общее поперечное неотектоническое сокращение Памиро-Тималайского региона может достигать 1000— 1100 км, а с поперечным укорочением Тянь-Шаня превосходить эту величину еще на 200 км.

Интересно сравнить полученные данные с результатами падеомагнитных исследований в Юго-Восточном Тибете и с оценкой величины сближения Индии и Евразии на основе палеомагнитных исследований в океане. Определено положение падеомагнитного полюса по верхнемеловымнижнепалеогеновым коаснопветам Южного Тибета [Zhu Xiangyuan et al., 1977]. Оно отличается от аналогичных определений как для деканских траппов, так и для Евразии в целом. Эти определения указывают на смещение Южного Тибета к северу относительно Евразии на 23°, т.е. примерно на 2500 км [Molnar, Chen, 1978] [М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] приводят результаты более поздних палеомагнитных определений [Achache et al., 1984], относящихся к породам апта-альба (песчаники и алевролиты с прослоями Известняков и вулканитов формации Такена) и андезитам палеоцена (60-48 млн лет) в том же регионе. Они показали, что с позднего мела до раннего зоцена палеоширота региона не менялась, а за последние 50 млн лет он был смещен к северу относительно Евразии на 2000+850 км.

Таким образом, в течение последних 50 млн лет восточная часть блока Лхаса (южная часть Тибета, расположенная между зоной Инда и сутурой мезо-Тетиса) сместилась к северу относительно Евразии на расстояние не менее 2000 км. Очевидно, это произошло после замыхания Тетиса, явилось результатом последовавшей коллизии и отражает суммарную величину вызванных коллизией смещений и деформаций земной коры как Южного Тибета, так и всех более северных и восточных районов Евразии. Чтобы оценить общий эффект коллизии, к приведенной цифре следует прибавить новейшие смещения и деформации Гималаев, т.е. еще 300-500 км. Суммарная величина значительно превосходит оценку поперечного укорочения Памиро-Гималайского региона.

Если исключить возможность серьезных ошибок в расчетах, это расхождение объясняется, на наш взгляд, двумя причинами: особенностями движения Индийской плиты и возможными различиями в продолжительности учитываемых смещений.

П.Молнар и П.Таппонье (Molnar, Tapponnier, 1975] рассчитали по магнитным аномалиям в Инлийском и Атлантическом океанах лаижение Инлии относительно Евразии в течение последних 70 млн лет. Как оказалось, в процессе движения Индия вращалась относительно полюса, расположенного западнее, отчего ее восточный край в коллизионную стадию совершил линейное перемещение на 2500-3000 км, а северо-западный лишь примерно на 2000 км. Врашение Индии на 10-15° полтверждено палеомагнитным изучением палеозойских и мезозойских пород Индийской платформы и Непальских Гималаев [Bingham. Klootwijk, 1980]. Уже одно такое вращение в значительной мере объясняет разницу величин неотектонического сжатия орогенического пояса на сечениях Пенджабско-Памирского синтаксиса и Восточного Тибета.

Рассчитанная П. Молнаром и П. Таппонье скорость движения Индийской плиты, превышавшая вначале 100 мм/год, примерно 40 млн лет назад упала до 50 мм/год. что, по мнению цитируемых авторов, отражает момент замыкания Тетиса, т.е. смену режима субдукции на активной континентальной окраине режимом континентальной коллизии. Именно этот рубеж, приблизительно отвечающий границе зоцена и олигоцена, принят за начало неотектонического этапа развития Памиро-Гималайского региона. Очевидно, однако, что смыкание континентов происходило не одновременно во всем регионе. Приводятся данные [Powell, Conaghan, 1973; Klootwijk, 1979, .], что в отдельных местах оно началось не позднее конца раннего зоцена - примерно 50 млн лет назал. С этим связано, в частности, внезалное появление на северо-западе субконтинента в среднем зоцене евразийских форм млекопитающих [Sahni, Kumar, 1974].

Выделяется, таким образом, переходная от одного режима к другому стадия. Ес структурные проявления (например, офиолитовый покров гор Каплас, удаленный на 90 км от своих корней в зоне Инда) не учитывались в расчетах неотектонического сжатия Памиро-Гималайского региона. Но они могли войти в 2000-километровое смещение Тибета, поскольку последнее рассчитывалось на основе палеомагнитного изучения пород с возрастом не менее 50 млн лет. На значение этого указывает К.Клутуийк, который в Ладаке по палеоматнитным данным о породах с возрастом 50 млн лет и более установил смещение северного края зоны Инда к северу относительно Евразии на расстояние до 2500 км. Вместе с тем, К.Клутуийк отмечает здесь возможность существования реликтового задугового прогиба, замыкание которого вошло как составная часть в 2500-километровое смещение. Подобный прогиб или прогибы могли существовать и в более восточных районах Южного Тибета.

Изложенные факты и соображения могут объяснить различия величин коллизионного сокращения Памиро-Гималайской и Тибетской частей орогенического пояса. Но сохраняются некоторые общие различия величин такого сокращения (1200–2400 км) и величин смещения Индии по океанологическим палеомагнитным данным (2000–2800 км). К их возможному объяснению мы вернемся в главе 4.

1.3. Китай и Монголия

1.3.1. Неотектонические зоны и их характеристика

Доминирующим мотивом в неотектонике Китая и Монголии является разделение территории на подвижные пояса и расположенные между ними относительно стабильные блоки. Последние также нарушены новейшими разрывами и иногда складками, но их протяженность и интенсивность перемещений сушественно, нередко на порядок, меньше, чем в подвижных поясах, П.Молнар и П. Таппонье [Molnar, Тарроппіег, 1981] проанализировали расположение новейших подвижных поясов и показали, что, как правило, они имеют позднепалеозойский или мезозойский возраст становления континентальной коры, более юный, чем в стабильных блоках. Опираясь на данные Б.Я.Смирнова [1968; Поляк, Смирнов, 1968] о возрастании мантийного теплового потока по мере омоложения коры, цитируемые авторы резонно связали такую приуроченность новейших поясов и относительную пластичность их коры. которая поэтому и оказалась более всего деформированной при новейшей активизации.

В пределах Китая и Монголии выделяются слелующие неотектонические блоки (рис. 14): Тибетский, Цайдамский, Таримский, Джунгарский, Южно-Китайский. Северо-Китайский и Монголо-Маньчжурский. Южное ограничение Тибетского блока – сутура Инла (Инла-Пангпо) и расположенное за ней горное сооружение Гималаев. а западное ограничение – зона Памиро-Каракорумского разлома. Горная система Куньлуня отлеляет Тибет от расположенных севернее Таримского и Цайдамского блоков, разделенных простирающимся на восток-северо-восток горным хребтом Алтынтаг. Восточное ограничение Тибета представлено «ромбовидным» блоком Сычуаня-Яннаня [Ding Guoyu, 1986; Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], который отделяет Тибет от Южно-Китайского блока. Горная система Килиан-Наньшань ограничивает с северо-востока Шайдамский блок, а расположенный на ее восточном продолжении Циньлин разделяет Южно-Китайский и Северо-Китайский блоки. Горная система Тянь-Шаня расположена между Таримским и Джунгарским блоками, а Монгольский Алтай отделяет последний от Северо-Китайского и Монголо-Маньчжурского блоков. Эти два блока разделены Гобийским Алтаем и расположенной на его восточном прололжении системой новейших разломов, достигающей Ляодунского залива Желтого моря. Горы Иньшань на левобережье северной петли р. Хуанхэ — часть этой системы.

Северные ограничения Джунгарского и Монголо-Маньчжурского блоков построены сложнее. Северо-западный фланг Джунгарского блока образован системой субширотных горных хребтов Джунгарского Алатау, Тарбагатая, Саура и Рудного (Юго-Западного) Алтая, представляющих собой девый кулисный ряд. Северная граница Монголо-Маньчжурского блока (Амурской микроплиты) имеет в плане ступенчатое строение. В западной части она представлена зонами Хангайского левого сдвига со скоростью голоценовых движений 9-10 мм/год [Трифонов, 1985] и оперяющего его Цэцэрлэгского левого сдвига, которые на востоке затухают и кулисно подставляются с севера зонами Байкало-Мондинского и Тункинского разломов. Их связывает система субмеридиональных сбросов и грабенов, крупнейший из которых Хубсугульский. Байкало-Мондинский и Тункинский разломы на востоке сливаются и переходят в Байкальскую рифтовую зону северо-во-



сточного простирания. От ее противоположного конца начинается субширотная система сдвиговых дислокаций Северо-Восточного Прибайкалья, представленная кулисным рядом грабенов и сбросов северо-восточного простирания и переходящая на востоке в зону разломов Станового хребта. Она достигает Удской губы Охотского моря.

Важное значение в неотектонике Китая имеет зона 105° в.д. [Ли Сыгуан, 1952], известная также как сейсмогенная зона Север-Юг. с которой связано большое число исторических землетрясений с магнитудами M>7 и четыре землетрясения с M>8 [Ding Guoyu, 1986]. Зона достаточно широка и может быть представлена линией лишь условно. Эта линия начинается на юге от разлома Красной реки, прослеживается на север вдоль восточного края блока Сычуань-Яннань, далее на северо-восток по активным разломам, разграничивающим Цайдамский и Южно-Китайский блоки, и снова на север вдоль западного края Ордоса. В Монголии зона почти не имеет структурного выражения. К ней можно отнести лишь разлом, активизированный при Могодском землетрясении 1968 г. Севернее зона смыкается с Байкальской рифтовой системой

Главное структурное значение зоны 105° состоит в том, что к западу от нее подвижные пояса имеют отчетливые признаки поперечного сжатия при подчиненном распространении структур растяжения, а к востоку признаки сжатия либо отсутствуют, уступив место растяжению, либо представлены фрагментарно и связаны с воздействием соседних блоков. Поэтому целесообразно рассмотреть отдельно подвижные пояса Западного Китая и Западной Монголии и пояса более восточных регионов.

Все подвижные пояса Западного Китая образованы горными хребтами или системами хребтов. Они имеют контрастный рельеф и нередко соче-

таются с глубокопогруженными впадинами, но в целом возвышаются над соседними блоками. В поверхностном выражении хребты чаше всего представляют собой осложненные разломами складки основания, иногда сменяющиеся глыбовыми облазованиями с лочти не изогнутыми поверхностями выравнивания. Характеризуя китайскую часть Тянь-Шаня, Хуан Боцин [Основы... 1962] отмечает по краям антиклинальных поднятий горных кребтов крупные новейшие взбросы и налвиги палеозойских толш на меловые и кайнозойские, которые вблизи разломов сильно перемяты. Подобные нарушения есть и в других поясах. В Куньлуне на смятые в складки кайнозойские отложения подножий надвинуты юрские и более древние слои. В районе г. Ланьчжоу описаны новейшие покровные складки южного склона Нанышаня. Не являются исключением и полвижные пояса Западной Монголии. В.И. Макаров [1988,] приводит убедительные доказательства складчатой природы Монгольского и Гобийского Алтая. На границах хребтов с соседними межгорными и предгорными впадинами нередки надвиги, местами сопровождающиеся интенсивным смятием новейших отложений. Взбросовая компонента смещений выявлена у крупнейших активных разлемов Западной Менголии: Коблинского, Долиноозерского, Хангайского и других [Трифонов, Макаров, 1988].

Изучение активных разломов дает наиболее точное представление о скоростях и направлениях четвертичных движений в подвижных поясах. Динг Гуойю и Лю Янчоу [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988] проанализировали около ста достоверных смещений по активным разломам и определили горизонтальные проекции векторов их скоростей в течение четвертичного периода или только позднего плейстоцена и голоцена.

Зона Памиро-Каракорумского разлома при ближайшем рассмотрении оказалась не единым

Рис. 14. Карта активных разломов Китая и Монголии

Составили Динг Гуойю, А.И.Кожурия и В.Г.Трифонов с использованием данных К.Е.Абдрахматова, К.РАллена, Р.Армийо, К.С.Валдия, А.В.Вознесенского, Денг Килонга, А.Б.Дергунова, Р.С.Истса, У.С.Ф.Кидда, К.Г.Леви, Н.В.Лукиной, А.В.Лукьянова, К.Лю, В.И.Макарова, П.Молнара, Т.Наката, В.П.Солоненко, П.Таппонье, А.В.Тимуша, Н.А Флоренсова, С.Д.Хилько, П.Хосбаяра, С.И.Шермана, Ши Джянбанга и собствелных наблюдений Учалалица обсоционария он. из тис. 13.

Условные обозпвчения см. на рис. 13

Figure 14. Map of active faults of China and Mongolia

The maj is compiled by Ding Guoyu, A.I. Kozhurin and V.G. Trifonov by using the data of K.E. Abdrakhmatov, C.R. Allen, R. Armijo, Deng Qilong, A.B. Dergunov, N.A. Florensov, S.D. Khilko, P.Khosbayar, W.S. F.Kidd, K.G. Levi, Q. Liu, A.V. Lukianov, N.V. Lukina, V.I. Makarov, P.Molnar, T.Nakata, S.I.Sherman, Shi Jianbang, V.P.Solonenko, P.Tapponnier, A.V.Timush, K.S. Valdiya, A.V. Voznesensky, R.S. Yeats and own studies

See Figure 13 for the legend

нарушением, а правым кулисным рядом активных разрывов северо-запалного простирания, расположенных таким образом, что каждое более северное нарушение начинается восточнее предыдущего. В таком случае Таласо-Ферганский раздом является продолжением этого кулисного ряда [Trifonov et al., 1992]. На всем протяжении Памиро-Каракорумской зоны векторы горизонтальных подвижек указывают на правосявитовые перемещения. Их скорость определена в Каракоруме в 21+10 мм/год, на северо-восточных склонах Западного Куньлуня в 9-13 мм/год и на северо-восточных склонах Заалайского хребта в его китайской части в 21-49 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Французско-китайские исследования последних лет выявили в юго-западной части зоны раздома (долины Инда и Гар) последедниковое правое смещение конуса выноса на 350 м, что при продолжительности движений 10000-13000 лет дает скорость сдвига 27-35 мм/год [Liu et al., 1991]. Северо-западнее области сочленения с Карасуйским сдвигом, в грабене Муджи-Тагман-Ташторган. морена последнего оледенения сдвинута вправо на 150-250 м, а ледниковые долины смещены вертикально на 100-300 м. Голоценовые формы сдвинуты вправо на 40-50 м при вертикальном смещении на 12 м. Это позволяет предварительно оценить скорость горизонтального перемещения в 4-25 мм/год, а вертикального - в 1-5 мм/год [Liu et al., 1993.]. На юго-восточном окончании Таласо-Ферганского разлома вблизи киргизско-китайской границы Динг Гуойю и Лю Янчоу дают скорости правосдвиговых перемещений 3-6 мм/год. Это вполне согласуется с нашими определениями на более северо-западных отрезках разлома [Trifonov et al., 1992].

Вдоль южного края Тибетского блока, в зоне Инда-Цангпо, позднечетвертичные смещения невелики и характеризуют поперечное к Тибету сжатие. Скорость движений по сейсмологическим данным Лю Бочи [Ding Guoyu, 1984] не превышает 0,5 мм/год. Более интенсивные новейшие, и в том числе четвертичные, смещения и деформации зарегистрированы в Гималаях, особенно вдоль их юго-западного фланга. Суммарное поперечное сокращение Гималаев, как отмечалось выше, составляет 300-500 км. Будучи отнесено к олигоценчетвертичному времени, оно дает среднюю скорость процесса 8–12 мм/год. Проанализировав деформации неогеновых денудационных поверхностей, морфологию новейших складок и четвертичные смещения по разломам, Динг Гуойю и Лю Янчоу получили для четвертичного периода скорости вертикального воздымания Гималаев 3,7 мм/год и их горизонтального укорочения 15,4 мм/год. На стыке Гималаев и Тибета скорость современного воздымания достигает 10 мм/год [Zhang Qingsong et al, 1991,].

По широтному разлому Лонгму-Гожа в высокой северо-западной части Тибета выявлены левосдвиговые смещения на 100-200 м при вертикальной составляющей около 20 м после начала таяния позлнеплейстоненовых лелников 13000 лет назад [Liu et al., 1991, 1993.]. Это дает скорость сдвига 7-15 мм/год и вертикального перемещения 1-2 мм/год. Вдоль северной границы Тибета на широтном отрезке Куньлуньского подвижного пояса наиболее контрастные молодые смещения зарегистрированы на его северном фланге, где они имеют преимущественно взбросовый и надвиговый характер. Скорость движений составляет 6-12 мм/год, а поперечное укорочение этой части пояса оценивается в 7 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. В более восточных частях пояса, на северо-восточном фланге Тибета (см. рис. 14), наибольшие позднечетвертичные смещения связаны с зонами разломов Ксяншухэ и Арнимакин [Ding Guoyu, 1984]. В обеих зонах преобладают девосдвиговые смещения. По первой зоне скорость движений определена в 8,2±3 мм/год для северо-западного, 7+2,5 мм/год для центрального и 5,2+2 мм/год для юго-восточного участков разлома, что близко к результатам Лю Бочи, определившего по сейсмологическим данным современную скорость в 10 мм/год. По второй зоне геологически установленные скорости движений составляют 5-15 мм/год для западной и 3-8 мм/год для центральной части. Между двумя зонами разломов в самой восточной части Куньлуньского пояса (горы Баян-Хара-Ула) определена субширотная ориентировка наибольшего сжатия со скоростью горизонтального укорочения 3,5 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988].

На юго-востоке зона разлома Ксяншухэ отклоняется к югу и переходит в восточное ограничение блока Сычуань—Яннань. Здесь выделяются две ветви нарушений, западная из которых представлена разломом р.Аннин, а восточная — разломом р. Зему и продолжающим его на юг разломом Ксяочан. По всем этим разломам зарегистрированы левосдвиговые смещения. По разлому р.Аннин сейсмологические данные Лю Бочи дают скорость сдвига 2 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. По разлому р. Зему скорость сдвига определена в 2–6 мм/год (до 9 мм/год), а по разлому Ксяочан – 5–7 мм/год {Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988].

На юге указанные разломы причленяются к зоне разлома Красной реки, вдоль которой установлены правосдвиговые перемещения со скоростью около 8 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Юго-восточнее, на территории Вьетнама, сохраняется близкая скорость позднечствертичного сдвига [Макаров и др., 1988]. При этом вэбросовая компонента смещений, характерная для северо-западной и центральной частей разлома, с приближением к Тонкинскому заливу, возможно, сменяется сбросовой составляющей и растяжением. Севернее Тонкинского залива выделяется параллельный разлом Каобанг-Лангшон с молодыми левосдвиговыми смещениями.

В северо-западной части зона разлома Красной реки отклоняется к северу и становится элементом западного ограничения блока Сычуань-Яннань. По разлому и параллельным ему нарушениям обнаружены правосдвиговые смещения со скоростями в несколько миллиметров в год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Контрастный рельеф свидетельствует и о значительных вертикальных подвижках.

По северному обрамлению Цайдамского блока наибольшие смещения сконцентрированы в зоне Алтынтагского разлома. Они являются левосдвиговыми с подчиненной вэбросовой компонентой, возрастающей в западной части зоны. Скорость сдвига оценена за позднечетвертичное время в 6-9 мм/год с возможным уменьшением на востоке до 3,5±1,5 мм/год, хотя сейсмологические данные Ксян Хонгфа за 1910-1975 гг. дали лишь 2 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Французскокитайские исследования в западной части зоны (долины Яркенда и Каракакса) выявили левосдвиговые смещения на 225+35 м с начала голоцена или, возможно, конца плейстоцена [Liu et al., 1991]. Скорость сдеига принята равной 22+3 мм/год, но эта величина может быть завышена из-за неверной оценки возраста движений. Вертикальная составляющая уступает сдвиговой в 20 раз. На северо-восточном обрамлении Цайдама, в Килиане и соседних хребтах Наньшаня.

ширина подвижного пояса возрастает. Но наибольшие смещения сконцентрированы вдоль Северо-Килианского разлома (см. рис. 14). В его северо-западной части преобладают молодые взбросо-надвиговые подвижки, скорость которых близка к 4.5 мм/год. Левосдвиговая компонента смещений, подчиненная вабросовой компоненте на северо-западе зоны разлома, юго-восточнее становится доминирующей. Скорость сдвига достигает 4-6 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. По характеру этих подвижек и ориентировке складчатых горных поясов можно полагать, что, наряду с поперечным укорочением, в подвижном поясе происходит значительное относительное перемещение горных масс в восточном направлении.

Субмеридиональное поперечное укорочение Тянь-Шаня, отмеченное выше для казахско-киргизской части горного сооружения, остается доминирующим и в восточной, китайской, части. По активным разломам южного фланга выявлено субмеридиональное позднечетвертичное укорочение со скоростью 7-11 мм/год, уменьшающееся на востоке до 1,6-2 мм/год. На северном фланте Тянь-Шаня аналогичные скорости составляют I-3 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], хотя Ксян Хонгфа на основе сейсмологических данных за 1906-1975 гг. дает более высокие значения - до 9.3 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Скорость позднечетнертичного правого сдвига по Джунгарскому разлому непосредственно к югу от казахскокитайской границы определена примерно в 4,5 мм/год, что превышает наши оценки для продолжения разлома на казахской территории (1-3 мм/год) [Trifonov, 1978 ; Трифонов, 1983]. Среднюю скорость общего плиоцен-четвертичного меридионального укорочения Тянь-Шаня Динг Гуойю и Лю Янчоу оценивают в 10 мм/год при скорости поднятия до 2,2 мм/год. Это близко к анадогичной скорости для казахской части горного сооружения, если иметь в виду, что ее поперечное укорочение на 50-60 км в основном приходится также на плиоцен-четвертичное время.

В Монгольском Алтае выделено несколько разломов северо-северо-западного простирания с преобладающими правосдвиговыми смещениями. Крупнейшие среди них – Эртайский и Кобдинский. По Эртайскому разлому Динг Гуойю и Лю Янчоу дают скорости сдвига 1–3 мм/год, хотя более ранние оценки [Shi Jianhang et al., 1984] составляли примерно 10 мм/год для конца плейстоцена и голоцена и 4,3 мм/год со среднего плейстоцена и для плиоцен-четвертичного времени в целом. По Кобдинскому разлому скорость голоценового сдвига — 5—6 мм/год [Трифонов, Макаров, 1988]. Очевидно, что суммарная скорость позднечетвертичных правосдвиговых перемещений вдоль Монгольского Алтая превосходит 10 мм/год. Взбросовые подвижки по этим и другим продольным разломам в целом заметно уступают сдвиговым, но свидетельствуют, тем не менее, как и складчатая природа хребтов, о некотором поперечном укорочении горного пояса. Скорость такого укорочения, по-видимому, не превышает первых миллиметров в год-

По раздомам Гоби-Алтайской зоны преобладают левосдвиговые смещения. Отсутствие надежных возрастных реперов позволяет оценить скорость позднечетвертичного сдвига лишь сугубо предположительно в 3–6 мм/год. Взбросовые смешения существенно уступают сдвиговым, но, наряду со складчатой природой невысоких хребтов, протягивающихся вдоль зоны разломов, свидетельствуют о небольшом поперечном укорочении.

Гоби-Алтайская зона имеет эшелонированное строение: каждый ее более восточный сегмент расподожен южнее предыдущего. Этот структурный мотив восточнее находит более яркое выражение. Здесь Гоби-Алтайская зона с сопровождающими ее хребтами кулисно подставляются с юга складкой основания хребта Гурван-Сайхан с девым взбрососдвигом на северо-северо-восточном крыле. Если надстроить эшелонированную систему еще дальше, на ее продолжении на северном фланге Ордоса окажется левый кулисный ряд активных сбросов и грабенов северо-восточного простирания. Скорость горизонтальных перемешений, представляющих здесь комбинацию девого сдвига и растяжения, составляет 1-2.5 мм/год [Ding Guovu, Lu Yanchou, 1988]. Вместе с тем, вдоль кулисного ряда протягивается небольшая по амплитуде складка основания хребта Иньшань с молодыми наявигами на крыльях [Ли Сыгуан, 1952].

Далее, от северных окраин г. Пекина на востокюго-восток, простирается, возможно, продолжаясь в залив Бохайвань и пролив Бохайхайся Желтого моря, активный разлом, вдоль которого на побережье выявлены левосдвиговые смещения, происходившие со скоростью около 4 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. С ним сопряжены располатающиеся, как правило, южнее сбросы и правые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания. К их числу относится правый сдвиг, активизированный при Таншаньском землетрясении 1976 г. Восточнее, в заливе Бохайвань, левый сдвиг пересекается с гигантским правым сдвигом Танлу север-северо-восточного простирания.

Итак, Гоби-Алтайская зона и ее восточное продолжение обнаруживают характерную особенность: на всем протяжении сохраняется и нередко преоблавает левосявитовая составляющая перемешений, но на запале она сочетается с поперечным сжатием, а на востоке сжатие ослабевает и все большую роль начинают играть сопряженные структуры растяжения. По существу, такие же продольные изменения отмечаются в подвижном поясе между блоками Северного и Южного Китая, расположенном на восточном пролоджении Килиан-Наньшаньского пояса и подобно ему характеризующемся молодыми левослвиговыми смещениями по продольным разломам. Скорость сдвига не превышает 1 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Но если в поясе Килиан-Наньшань наряду со сдвигом были весьма заметны проявления поперечного сжатия, то здесь они представлены лишь слабым складчатым (?) воздыманием хребта Циньлин и взбросовой составляющей новейших смещений по разломам. Восточнее южного окончания разлома Танлу проявления сжатия исчезают.

Разделенные подвижными поясами блоки построены по-разному. В Цайдамском блоке установлено новейшее прогибание прикуньлуньского и принаньшаньского краев относительно центральной части [Основы..., 1962]. Подобные краевые грогибания, вероятно, происходили также в Таримском и Джунгарском блоках. Внутренние области этих массивов построены просто. Местами здесь развиты пологие складки и малоамплитуцные разрывы.

Северо-Китайский блок лишь в первом приближении может рассматриваться как целое. Поперечные зоны активных разломов выкалывают в его центральной части Ордосский массив. Западное ограничение массива имеет сложное строение. К нему примыкают с запада и далее следуют на юг и юго-восток вдоль края Ордоса активные левые сдвиги Килианской зоны. На север от ее причленения протягивается правый кулисный ряд активных сбросов и правых сдвигов северо-севе-

ро-восточного простирания со скоростями горизонтальных движений 1,5-3 мм/год, а на севере - до 10 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Здесь правые сбросо-сдвиги сочленяются с субнииротным левым кулисным рядом сбросов северного ограничения Ордоса, продолжающим Гоби-Алтайскую систему разломов. Юго-восточное и восточное ограничения Ордоса образует система нарушений, нередко называемая грабеном Шаньси. Это активные сбросы и правые сбросо-слвиги, простирающиеся в северо-восточном, реже меридиональном направлениях. Часто они ограничивают грабены, как правило, простирающиеся на северо-восток. Векторы горизонтальных перемешений по отдельным разрывам ориентированы на северо-северо-восток и имеют скорости 1-4 мм/год [Ding Guovu, Lu Lanchou, 1988].

Восточная часть Северо-Китайского блока рассечена с юга на север зоной разлома Танлу, продолжающейся в Маньчжурию и, вероятно, Российское Приморье до низовий р. Амур и побережья Охотского моря на расстояние свыше 3000 км. Новейшие смещения по разлому – правосдвиговые, с небольшой вэбросовой компонентой. Скорость перемещений в голоцене, как в Восточном Китае, так и в Маньчжурии, близка к 1 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], тогда как по сейсмологическим данным Лю Бочи за 1548–1975 гг. она составляет 0,6 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

Между восточным ограничением Ордоса и зоной разлома Танлу выделено много небольших по амплитуде четвертичных сбросов и правых сдвигов, часть которых сохраняет активность до сих пор. С ними сочетаются сравнительно редкие и непротяженные разрывы северо-западного простирания, количество которых возрастает с приближением к Циньлинскому подвижному поясу. Активные разломы северо-восточного простирания предположительно выделяются и к востоку от разлома Танлу – на Восточно-Китайской равнине и в Желтом море.

Южно-Китайский блок гипсометрически выше сопряженной с ним части Северо-Китайского блока. Существенных новейших складчатых деформаций здесь не отмечается. Большая часть активных разломов сосредоточена на побережье Южно-Китайского моря и простирается на северо-восток. Среди них преобладают взбросы, скорость перемещений по которым составляет 1– 1,5 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Воз-



Рис. 15. Скорости Р-воли в земной коре и прилегающей части мантии под Северными Гималаями (а) и Тибетом севернее зоны Инда-Цвинбо (б) [Ма Хіпдузая, 1987]

Figure 15. P-wave velocities in the Earth's crust and houndary part of the upper mantle under the Northern Humalayas (a) and Tibet to the north of the Indus-Zangho zone (b) [Ma Xingyuan, 1987]

можно, подвижность этих разломов связана с интенсивными движениями на Тайване и Филиппинах.

1.3.2. Особенности неотектоники Тибета

Наибольший интерес и, вместе с тем, неоднозначные толкования вызывает неотектоника Тибета. Его отличают воздымание поверхности до 5 км и утолщенная до 65—80 км земная кора, мощность которой определена по сейсмологическим данным [Chen, Molnar, 1981]. Данные о верхней мантии под Табетом противоречивы. Ее самые верхние горизонты характеризуются высокой добротностью и скоростями сейсмических волн $V_p=8,2$ км/с и $V_c=4,7$ км/с, что типично для стабильных платформенных областей типа Индостанского шита. Лишь на северо-востоке Тибета, в хребте Тангла, где обнаружены проявления четвертичного вулканизма, верхи мантии оказываются аномальными, вероятно, за счет повышенного разогрева (рис.15). Вместе с тем, анализируя времена пробега волн Р и S от местных землетрясений, У.-П.Чен и П.Молнар [Chen, Molnar, 1981] пришли к выводу, что указанные высокие скорости характеризуют лишь верхнюю мантийную пластину толшиной 10-20 км, а ниже скорости понижаются. Цитируемые авторы объясняют это повышенным на 250-300° по сравнению с платформами разогревом верхней мантии Тибета. Олнако М.Баразанджи и Дж.Ни [Barazangi, Ni, 1982;

Вагадапді, 1987] показали на основе сейсмологических наблюдений и моделирования поведения высокочастотных поперечных волн, что мантийная часть литосферы Тибета не может быть тоньше 40-60 км, а обнаруженные У.-П.Ченом и П.Молнаром особенности отражают свойства нижележащей астеносферы.

Окончательно вопрос о толщине мантийной части литосферы под Тибетом решат дальнейшие исследования. Но остается несомненной повышенная вдвое по сравнению с платформенными областями мошность коры. и она требует объяснения. М.Баразанджи и Дж.Ни объясняют это явление поддвигом литосферы Индийской плиты под Тибет по собгоризонтальной поверхности срыва в основании или низах его коры, В пользу поддвига, как будто, свидетельствуют взбросовые и надвиговые механизмы очагов гималайских землетрясений, позволяющих предполагать существование единой зоны срыва, объединяющей на глубине отдельные налвиги Гималаев и их предгорий и полого псгружающейся в сторону Тибета [Ni, Barazangi, 1984; Valdija, 1986; Ni, 1989]. Однако землетрясения с такими фокальными механизмами не обнаружены под Тибетом, и продолжение поверхности срыва севернее зоны Инда-Цангпо сугубо гипотетично.

Серьезное возражение против значительного поддвига Индийской плиты под Тибет предоставляют палеомагнитные данные, обсуждавшиеся выше при описании Памиро-Гималайского региона. Согласно этим данным, Тибет за последние 50 млн лет сместился к северу на 2000-2500 км. Если учесть возможное неотектоническое сокращение Гималаев, дополняемое их надвиганием на Индийскую платформу, в сумме на 300-500 км, получаем цифры, близкие к величине перемещения северо-восточного Индостана за то же время по океанологическим данным [Molnar, Tapponnier, 1975]. Иначе говоря, в новейший этал происходил не столько поддвиг Индии под Тибет, сколько явление, описанное нами для Памира и Каракорума [Трифонов, 1979.] и называемое сейчас бульдозингом (термин был впервые введен для описания структурообразующих воздействий ледников [Swinzow, 1962]). Под давлением Индийской плиты Тибет перемещался в том же направлении, что и сама плита, причем ее гималайская часть, кроме того, испытывала укорочение и встречное надвигание.

При столь значительном давлении с юга крупные новейшие структуры поперечного сжатия. аналогичные складкам основания памиро-тяньшаньского типа, на Тибете не описаны. Известны интенсивные локальные деформации, тяготеюшие к зонам разломов широтного и восток-юговосточного простираний, совпадающим в значительной мере с мезозойскими и позднепалеозойскими сутурами. Но и в этих зонах преобладают сдвиговые смещения, правые в зоне Тангла и левые в Куньлуне (см. рис. 14). Кроме них, выделяются непротяженные субмеридиональные сбросы [Molnar, Tapponier, 1978]. С разломами этого типа может быть связан новейший андезито-базальтовый, реже риолито-дацитовый вулканизм Тибета, начавшийся 13 млн лет назад и продолжавшийся до плиоцена и, возможно, плейстоцена [Tumer et al., 1993] Определения механизмов очагов землетрясений показывают сбросо-сдвиговый и сбросовый тип смещений, причем ось относительного растяжения ориентирована широтно [Ni, York, 1978; Ni, Barazangi, 1984; Molnar, Chen, 1983]. По данным П.Молнара и У.-П.Чена, гипоцентры 16 проанализированных землетрясений расположены на глубинах до 15 км (скорее всего, 5-10 км). Но и два выявленных верхнемантийных землетоясения (глубины около 90 км и 85±10 км) дали такую же ориентировку растяжения.

Итак, в новейшее время Тибет испытывает поперечное укорочение и удлинение в восточном и юго-восточном направлениях. Это проявляется в смещениях по пограничным разломам, но гораздо слабее выражено смещениями и деформациями внутри Тибета. Возможно, последние рассеяны по многочисленным мелким тектоническим нарушениям [Ratschbacher et al., 1993], т.е. сравнительно слабо дифференцированы. Вместе с тем, Тибет – высочайшее в мире плато, возвышающееся на 4000–5000 м над уровнем моря.

Высказывалось мнение [Turner et al., 1993], что поднятие Тибета явилось результатом мантийных процессов, проявившихся в новейшем вулканизме. По данным указанных авторов, химизм извержений не типичен для большинства континентальных в океанических магм и не может быть объяснен как коровым магмаообразованием, так и коровой контаминацией астеносферных магм. Предлагается модель двустадийного развития магматического процесса, при котором сначала происходит частичное плавление астеносферы, выплавки обогащаются в континентальной литосферной мантии и позднее мобилизуются. Такая модель предполагает утонение мантийной части литосферы, что приводит к поднятию и растяжению земной коры.

Представляется, однако, что предложенный механизм мог быть лишь дополнительным, но не главным фактором воздымания Тибета, поскольку максимум вулханизма имеет более древний возраст, чем интенсивное воздымание Тибета, начавшееся, по данным разных авторов [Li Jijun, 1991; Morner, 1991; Zhu Yunzhu et al., 1991], 2.8-2,4 млн лет назад. К этому времени высота плато составляла около 2000 м. а абсолютные отметки лниш впалин не превышали 1500 м. С позлнего плиоцена Тибет поднялся на 2500-3600 м. Одновременно впалины к северу и северо-востоку от плато поднялись примерно на 1300 м [Zhu Yunzhu at al., 1991], а Куньлунь - на 2600-3100 м [Zhang Qingsong et al., 1991.] Последняя величина лишь немногим уступает амплитуде позднеплиоценчетвертичного воздымания Гимадаев. Молодой возраст интенсивного лоднятия Тибета и его обрамлений подкреплен палеонтологическими. литолого-фациальными и палеомагнитными данными.

Выделяются четыре стадии усиленного воздымания [Zhu Yunzhu et al., 1991]: 2,8-2,0 млн, 1,6-1.1 млн. 0.4-0.16 млн лет назад и последние 0,03 млн лет. Амплитуды воздымания в каждую из этих стадий оцениваются, соответственно, величинами до 600, 600, 1000 и 1400 м. Ли Жижин [Li Jijun, 1991] выделяет те же четыре эпизода усиленного воздымания, но дает им несколько другие возрастные рамки: 2-1.5 млн. около 1 млн. около 0,6 млн и 0,15-0 млн лет назад. Мин Лонгрю и Йин Жангуо [Min Longrui, Yin Zhanguo, 1991] определяют амплитуду поднятия Тибета с конца среднего плейстоцена в 1700 м. При некоторых различиях приведенных оценок можно констатировать, что интенсивное воздымание Тибета началось около 2,5 млн назад и происходило неравномерно, причем каждый следующий эпизод усиленного воздымания характеризовался большей скоростью поднятия, чем предыдуший.

Согласно данным повторных нивелирных наблюдений 1959—1961 и 1980—1981 гг. [Zhang Quinsong et al., 1991_b], сейчас поднятие региона продолжается. В Куньлуне его скорость составляет 1-7 мм/год, а на северо-восточной окраине Тибета – 3-4 мм/год. Скорость возрастает от 1– 8 мм/год на севере до 5–11 мм/год на юге плато, вблизи Гималаев, составляя в среднем для Тибета 5,8 мм/год. Вместе с тем, контрасты современных вертикальных перемещений в зонах активных разломов невелики. Приведенные определения скорости поднятия близки, по данным цитируемых авторов, к подобным оценкам, сделанным геолого-геоморфологическими методами для позднечетвертичного времени.

Вероятно, позднеплиоцен-четвертичное воздымание Тибета является, в первую очередь, результатом и проявлением продолжающегося скучивания его континентальной коры под давлением лвижущейся на север Инлийской плиты. По мере воздымания оно дополнялось изостатической компенсацией эрозии. В другой форме изостазия могла повлиять на распределение скорости поднятия во времени. Обращает на себя внимание короеляция ее изменений с гляциальными эпохами [Li Jijun, 1991]. Под весом ледяного покрова происходило изостатическое опускание подстилающей поверхности, уменьшавшее скорость поднятия, а таяние ледников приводило к изостатическому ускорению поднятия. По мнению М.Куле [Могпег, 1991], в эпоху максимального оледенения на Тибете существовал сплошной ледяной покров мощностью до 2000 м, тогда как другие исследователи признают существование лишь отдельных ледниковых центров гораздо меньшей плошади и средней мощности. При таких различиях оценивать вклад оледенений в изменение скорости поднятия Тибета представляется преждевременным.

Грандиозное по масштабам воздымание Тибетского плато изменило атмосферную циркуляцию в Азии, существенно повлияв на климат, растительность и условия обитания на обширных территориях. По мнению Н.-А.Мернера [Могпег, 1991], поднятие Тибета вызвало ряд глобальных климатических последствий. Во-первых, оно могло уменьшить скорость вращения Земли, с которой связана система водных и атмосферных течений. Во-вторых, оно привело из-за эрозии поверхности плато к увеличению содержания пыли в атмосфере, осаждение которой регистрируется в глубоководных осадках Тихого океана, а в ледниковые эпохи эродируемый материал накапливался в виде лёссов. Наконец, формирование вы-



Рис. 16. Тектоническая зональность области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит, составил В.Г.Трифонов по М.Л.Бажевоау и В.С.Буртману [1990], с дополненнями

1 - Африканская и Аравийская плиты; 2 - Внешний Загрос и Краевые складки Юго-Восточной Турции и Северной Сирии; 3 - мегазона Динарид-Тавра; 4 - офиолиты; 5 - континентальные массивы северного края Тетиса; 6 - континентальные массивы оканого края Тетиса; 7 - Ирано-Понтическая мегазона; 8 - Риони-Ширванская мегазона; 9 - Кавказская фициевая мегазона; на; 10 - Евразийская плита; 11 - границы Большого Кавказа, Копетдага и Загроса с их предгорными прогибами; 12 - офиолитовые товые аплохтоны; 13 - сутура нео-Тетиса; 14 - сутура мезо-Тетиса; 15 - Палео-Анатолийский разлом и зона разломов между Африканской и Арвеийской плитами.

Figure 16. Tectonic coming of area of interaction of the Arabian and Eurasian plates, complied by V.G. Trifonov after [Баженов, Буртман, 1990] with additions

(1) The African and Ababian plates; (2) the External Zagros and the Marginal folds of the south-eastern Turkey and the north-western Syria; (3) The Dinaride-Taurus megazone; (4) ophiolites; (5) continental massives of the northern part of Tethys; (6) continental massives of the southern part of Tethys; (6) continental massives of the southern part of Tethys; (7) the Iran-Pontian megazone; (8) the Rioni-Shirvan megazone; (9) the Caucasus filsh megazone; (10) the Eurasian plate; (11) boundaries of Great Caucasus, Copet Dagh and Zagros with their foredeep troughs; (12) ophiolite allochtones; (13) suture of neo-Tethys; (14) suture of meso-Tethys; (15) the paleo-Anatolian fault and the fault zone between the African and Arabian plates

сокогорного плато и связанные с этим изменения условий обитания, вероятно, обусловили миграцию древних гоминид и пути этой миграции, повлияв тем самым на их эволюцию и становление Homo Sapiens.

1.3.3. Кинематическая модель неотектоники региона

Проанализировав полученные данные о деформациях и смещениях в подвижных поясах и блоках Китая, Динг Гуойю и Лю Янчоу | Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988] рассчитали скорости относительных горизонтальных четвертичных перемещений отдельных блоков, приняв, что Индия движется на север со скоростью 50 мм/год [Molnar, Тарроппіег, 1975], а Туранская плита и Сибирская платформа неподвижны. Получилось, что Тибет движется на север со скоростями от 34,6 мм/год на юге до 21,6 мм/год на севере (в среднем около 28 мм/год). Различия в скоростях между севером и югом обусловлены внутренними деформациями и смещениями Тибета, приводящими к его поперечному укорочению на 13 мм/год и удлинению в восточном направлении. На востоке Тибета удлинение приобретает юго-восточное направление, вызывая движение блока Сычуань-Яннань на юго-восток со скоростью 8 мм/год. Приведенная скорость северного дрейфа Тибета близка к 31 мм/год - скорссти, полученной при палеомагнитном изучении плиоценовой формации Джигуда северо-западнее г. Лхаса. После своего образования (около 3.8 млн лет назад) эта формация сместилась на север на 1°3', т.е. примерно на 118 км [Ding Guovu, Lu Yanchou, 1988]. Обе оценки, относящиеся к плиоцен-четвертичному времени, уступают скорости северного дрейфа Южного Тибета по палеомагнитным данным за последние 50 млн лет [Molnar. Chen, 1978; Achache et. al., 1984], которые дают 40-50 мм/год. Возможно, на ранних этапах коллизии перемещение и сопутствующие ему леформации Тибета происходили более интенсивно, чем сейчас.

Цайдамский блок движется на северо-восток со скоростью около 8 мм/год, а западная часть Тарима - на север со скоростью 14 мм/год. Джунгарский блок испытывает дрейф на север-северозапад (350°) со скоростью 3 мм/год. Внутренние деформации всех трех блоков невелики. Ордосская часть Северного Китая, согласно расчетам Динг Гуойю и Лю Янчоу, движется на северо-восток со скоростью около 4 мм/год, а западная часть Южного Китая (восточнее блока Сычуань-Яннань) — около 5 мм/год на юго-запад с возможным вращением по часовой стрелке. Эти особенности движения Северного и Южного Китая могут объяснить левосдвиговые перемещения вдоль их границы, смену в пограничном поясе поперечного сжатия растяжением в восточном направлении и появление признаков сжатия на побережье Южно-Китайского моря. Что же касается Монголо-Маньчжурского блока (Амурской микроплиты), то он, если судить по приведенным выше структурным данным, мог испытывать перемещение в восточных румбах со скоростью несколько миллиметров в год.

Итак, северный дрейф Индии оказал влияние на неотектонику обширных районов Китая и Монголии, вызвав разнонаправленные и разноскоростные перемещения блоков, а также сложные деформации пород, сконцентрированные в подвижных поясах и обусловившие в конечном счете их горный рельеф.

1.4. Аравийско-Кавказский регион

Аравийско-Кавказский регион представляет собой область новейшей континентальной коллизии. которая по направленности тектонических процессов и структурному рисунку обнаруживает сходство с Памиро-Гималайским регионом и сопряженными с ним новейшими структурами Центральной Азии. Но есть и существенные отличия: присутствие морских акваторий, меньшая высота гор. отсутствие областей со столь мошной корой, как Памир. Тибет и Гималан, и, наконец, интенсивный новейщий вулканизм. По особенностям новейшей тектоники Аравийско-Кавказский регион занимает как бы промежуточное положение между Центральной Азией и Альпийской Европой, помогая понять неотектонические особенности последней. Ниже в составе Аравийско-Кавказского региона описываются края Аравийской плиты и ее структурные обрамления, Малый и Большой Кавказ. Идан, включая Лутскую впадину и Туркмено-Хорасанские горы. Анатолия и Эгейское море.

1.4.1. Тектонические зопы и их характеристика

В составе региона выделяются следующие альпийские тектонические мегазоны (рис. 16) [Хаин, 1984; Баженов, Буртман, 1990].

 Африкано-Аравийская плита, разделяемая на Аравийскую плиту, северную часть Африканской плиты, представленную Ионической и Левантской впадинами Средиземного моря и Синайским блоком, и переходную между ними зону.

 Новейший складчатый пояс северного и северо-восточного флангов Аравийской плиты, представленный Внешним Загросом, Краевыми складками Юго-Восточной Турции и зоной складчато-надвиговых деформаций Северо-Западной Сирии.

3. Сутура нео-Тетиса, представленная узкими офиолитовыми линзами в зоне Главного надвига Загроса и надвига секерного обрамления Аравийской плиты, зонами Курд-Даг и Бассит Северо-Западной Сирии, массивом Троодос на Кипре и продолжающаяся Критско-Эллинской дугой.

4 Тавр, продолжающийся на северо-запад структурами Внешних Динарид.

5. Офиолиты и срединные массивы мезо-Тетиса.

6. Понто-Иранская мегазона,

 Риони-Ширванская мегазона, куда входит Грузинская глыба, и расположенные на ее продолжении Черноморская и Южно-Каспийская впадины.

8. Кавказская флишевая мегазона.

9. Главный Кавказский хребет.

10. Система Предкавказских передовых прогибов. Западнее Черного моря обособляется эпипалеозойская [Гарецкий, 1972] или эпипротерозойская [Милановский, 1987] Мизийская плита, отделенная от Восточно-Европейской платформы структурами Добруджи. Предкавказье, включая передовые прогибы, относится к Скифской плите. в значительной мере состоящей из блоков с байкальским основанием, окончательно консолидированных в герцинское время. Наконец, восточнее Каспийского моря находится Туранская плита с герцинским консолидированным основанием. Ионическая и Левантская впалины Средиземного моря характеризуются субокеаническим типом коры [Baer, Shehukin, 1977] и глубинами до 3000 м. Высказывались соображения в пользу того, что в прошлом эти впадины были более мелководными, чем сейчас [Яншин и др., 1980; Милановский, 1987]. Но в какой мере это справедливо для всей истории впадин, начиная с юры, остается неясным. Как бы то ни было, существовавшие здесь длительное время морские бассейны представляли собой южную окраину Тетиса. На северо-западе той же мегазоны обособляется Адриатический выступ Африканской плиты с континентальной корой, на юго-востоке утоненной. Сейчас он в значительной мере перекрыт как надвинутыми на него тектоническими зонами Аленнин, Южных Альп и Динарид, так и сносимым с них обломочным материалом.

Аравийская плита имеет континентальный тип коры с рифейским и более древним возрастом консолидации. На преобладающей територии фундамент перекрыт чехлом слабо деформированных морских отложений, мелководных, в значительной мере карбонатных и сравнительно маломощных. Сейчас это область субаэральной эрозии и осадконакопления. На юго-западе она граничит с аналогичными по строению Синайским блоком и окраиной Африканской платформы.

Между Аравийской плитой и Левантской впадиной находится переходная зона шельфа и континентального склона, устойчиво существовавшая длительное время и в мезозое местами захватывавшая край современного континента. Обособление Аравийской плиты от Африканской связано с формированием Красноморского и Аденского рифтов [Казьмин, 1976, 1987]. Грабенообразные депрессии на их месте заложились в конце эоцена (примерно 40 млн лет назад). Первоначально они охватывали южную часть будущей рифтовой зоны, постепенно распространяясь на северо-запад. 10 млн лет назад в Аденском рифте произошел разрыв континентальной коры. В плиоцене он распространился в южную и в раннем плейстоцене в центральную часть Красноморского рифта. В связи с этим скорость раздвигания возрасла до 15—20 мм/год, а общая его амплитуда достигла 100 км.

Современная западная граница Аравийской плиты продолжается из Красного моря в залив Акоба и далее на север через Мертвое море, долину Бекаа, впадину Эль-Габ до южного Тавра в виде Левантской зоны разломов, известной также под названиями зоны Мертвого моря и Иорланской (рис. 17). Севернее Мертвого моря от указанной зоны отходит на северо-запад разлом Роум, скрывающийся под водами Средиземного моря возле с.ЭдДамир южнее г. Бейрута. Р.Джирдлер [Girdler, 1990] считает его главным продолжением зоны, Разлом Роум, вероятно, следует вдоль крутого континентального склона почти до залива Искандерон, смыкаясь там, как и собственно Левантская зона, с Восточно-Анатолийской зоной разломов северо-восточного простирания. Еще одна ветвь Левантской зоны отходит на северо-восток от восточного борта владины Эль-Габ и смыкается с надвигами северного обрамления Аравийской плиты. Вдоль этой северо-восточной ветви обнаружено левосдвиговое смещение на 0,8 км брахиантиклинали, сложенной тортонскими известняками [Трифонов и др., 1988].

На северном, сирийском, отрезке главной ветви Левантской зоны устанавливается левосдвиговое смещение офиолитов нео-Тетиса и ограничивающей их с юго-востока Латакийско-Килисской зоны разломов на 15—25 км. Южнее наиболее молодые покровы позднемиоценовых платобазальтов, рассеченные разломами Левантской зоны, смещены влево на 10—15 км. Сирийской отрезок важен тем, что на нем достаточно точно устанавливается возраст разломов и перемещений по ним. Разломы возникли после излияния платобазалтов, возраст которых – от 10 до 5,8 млн лет – опреде-



Рис. 17. Главные подликвайвозойские разломы области взаимодействик Аравийской и Еврозийской плит [Трифонов и др., 1991] 1-4 - сдвиги (а), надвиги и взбросы (б): 1 - плиоцен-четвертичные, 2 - поэлиемиоценовые, 3 - раине-среднемиоценовые, 4 неотен-четвертичные недифференцированиие; 5 - предполагаемые продолжения выяленных разломов.

Зоны разломов: А F - Аафрин, ЕА - Восточно-Анатолийская, ЕТ - Восточного Тавра, КN - Ханарасарская, КТ - Казбек-Циннвальская, LK - Латакийско-Килисская, LV - Левантская, МК - Главного современного разлома Загроса, МТ - Главного надвига Загроса, NA - Северо-Анатолийская, PS - Памбак-Севанская

Figure 17. Main Late Cenozoic faults of area of interaction of the Arabian and Eurasian plates [Трифонов и др., 1991]

(1-4) Strike-slip (a) and thrust and reverse (b) faults of different ages: Pliocene and Quaternary (1), Late Miocene (2), Earlier and Middle Miocene (3), Neogene and Quaternary, nondifferentiated (4); (5) assumed fault segments

Faults and fault zones: Aafrin (AF), East Anatolian (EA), Eastern Taurus (ET), Khanarasar (KN), Kazbek-Tshinval (KT), Latheqiyeh-Kills (LK), Levant (LV), Main Recent of Zagros (MR), Main Thrust of Zagros (MT). North Anatolian (NA), Pambak-Sevan (PS)

лен калий-аргоновым [Adjamian, Jamal, 1983] и палеомагнитным [Трифонов и др., 1991] методами. Время перемещений, по крайней мере, их вертикальной составляющей, фиксируется возрастом вулканогенно-осадочного выполнения разломной депрессии (рис. 18). Оно не древнее 3,5 млн лет по палеомагнитным и палеонтологическим данным, причем движения продолжаются до сих пор [Трифонов и др., 1991].

Вертикальная (сбросовая) составляющая смещений многократно уступает сдвиговой, не превышая за плиоцен-четвертичное время 0,8 км. Помимо общего поднятия западного крыла над восточным имеет место проседание осевой части зоны с формированием грабенообразной впадины (pull-apart basin) Эль-Габ, опущенной на глубину до 0.5 км относительно восточного борта.

Более южный, израильский, отрезок Левантской зоны во многом подобен сирийскому. Грабены Тивериадского озера, Мертвого моря и, возможно, залива Акоба генетически сходны с впадиной Эль-Габ. Описаны позднечетвертичные сбросовые и левосдвиговые смещения молодых форм рельефа с преоблапаем левого слвига [Zak, Freund, 1965; Horowitz, 1979; Gardosh et al., 1990]. Ф.Дикси [1959] оценил суммарную амплитуду новейших сбросов в 2–3 км. А.Куэннел [Quennell, 1959] на основе смещения мезозойских структурно-фациальных зон определил суммарный левый сдвиг по зоне разлома в 107 км, считая его прояв-

лением двух фаз подвижек: ранне-среднемиоценовой на 64 км и поэлнемионен-четвертичной на 43 км К сходным оценкам пришел и Р.Фройнд [Freund, 1965]. Олнако, как справелливо отметили Я.Карч и И.Март, мезозойские фации береговой линии, шельфа и континентального склона. по которым оценивалась величина смещения, могли изначально иметь Изогнутую форму, следуя вдоль разлома, что затрудняет определение величины последующего смещения. Палеомагнитными исследованиями [Ron et al., 1984] удалось доказать, что эти зоны испытали вращение после осадконакопления, т.е. в большей или меньшей мере изогнуты вторично, но и это не дает точной амплитулы сдвига. Остается принять, что сдвиговое смещение может достигать нескольких десятков километров. Есть неопределенность и с возрастом подвижек. Несомненны плиоцен-четвертичные движения. Они доказаны и возрастом вещественного выполнения грабенов зоны, и тем, что разломы этого времени, по данным И Марта, поворачивают из Красного моря в залив Акоба и отсутствуют в Сузцком заливе. Однако в мионене разломы Красного моря продолжались в Суэцкий залив, т.е., наряду с зоной Мертвого моря или вместо нее, могла существовать ветвь западного структурного ограничения Аравийской плиты, проходиншая западнее Синайского блока вдоль континентального склона.

Итак, к олигоцену Аравийская плита начала обособляться от Африканской и перемещаться к северу более интенсивно. Скорость перемещения Аравийской плиты относительно Африканской возрастала со временем, достигнув максимума в плиоцен-четвертичное время. В эту эпоху главная часть перемещений вдоль западного края Аравийской плиты приходится на Левантскую зону разломов, северная часть которой возникла в плиоцене. Если южная часть Левантской зоны заложилась раньше плиоцена, она имела иные северные продолжения. Одним из них мог быть разлом Раум, продолжавшийся от г. Бейрута вдоль континентального склона и сливавшийся с Латакийско-Килисской зоной. Эта ветвь могла активно функционировать лишь до гельветского века, т.е. до середины миоцена, поскольку в районе г. Латакия надвиги зоны с резким угловым несогласием перекрыты гельветскими отложениями (рис. 19), хотя слабые движения продолжались и позднее, вплоть до античных времен, о чем свидетельствует смещение І морской террасы с античной керамикой [Трифонов и др., 1988].

Во второй половине миоцена активизировалось другое возможное продолжение южного отрезка Левантской зоны, следовавшее вдоль Пальмирид на северо-восток и обособлявшее от Аравийской плиты блок Алеппо (см. рис. 17). Структурные признаки указывают на левые взбросо-сдвиговые перемещения по Центрально-Пальмирскому разлому. Разлом прослеживается за р. Евфрат в Северо-Восточную Сирию и смыкается с Главным надвигом Загроса. Но севернее Евфрата в плиоценчетвертичное время он был перекрыт осадками распространившегося сюда Месопотамского прогиба и переработан субширотными краевыми складками Аравийской плиты, нарастившими складки Внешнего Загроса.

Внешний Загрос представляет собой горноскладчатый пояс сжатия, развивающийся с позднего миоцена на месте бывшей пассивной окраины Африкано-Аравийской плиты, характеризовавшейся устойчивым прогибанием с перми по миоцен. Пояс сопряжен с Месопотамским передовым прогибом и разрастался за счет последнего, вовлекая в складчатые деформации позднемиоценовые и плиоцен-четвертичные толщи прогиба. Рост складок продолжается до сих пор [Лис, 1957] в условиях поперечного сжатия, фиксируемого определениями механизмов очагов землетрясений [Nowroozi, 1972].

Особенностью Внешнего Загроса является присутствие в нижней, вендской, и средней, нижнемиоценовой, частях разреза чехла соленосных отложений, наиболее мошных на юге прогиба. Это приводит к диапиризму и автономности складок 10-километрового чехла от нарушений фундамента. Последние не однородны на разных уровнях. На основе совместного анализа гравиметрических и сейсмологических данных сделан вывод [Ni, Barazangi, 1986; Snyder, Barazangi, 1986], что во всем объеме земной коры Внешнего Загроса господствует поперечное сжатие и происходит утолщение. Но в верхней части фундамента, до глубин около 25 км, оно осуществляется преимущественно за счет взбросо-сдвиговых перемещений по разломам, а ниже - путем пластического течения материала. Пластичность возрастает к поверхности Мохоровичича, обусловливая обособление коры от мантии и дисгармоничное скучивание нижней части коры, что приводит к изостатичес-



Рис. 18. Частные разрезы (1-7) и обобщенный разрез позднекайнозойских отложений сирийского отрезка Левантской зоны разломон [Трифонов и др., 1991]

I- Джиср-Эш-Шууур, 2- Нахр-эль-Ази, 3, 4- Афамия (Апамея), 5- Ашек-Омар, 6- Эйн-Хлакым, 7- Сарайя Условные обозначения к рис. 18 и 50

1 - базальт; 2 - пористый базальт; 3 - выветрелая и трещиноватая верхняя часть базальтового потока; 4 - закаленный базальт в основании потока; 5 - туф; 6 - туфобрекчия; 7 - туфопесчаник; 8 - брекчия; 9 - конспомерат; 10 - гравелит; 11 - песчаник; 12 - алевролит; 13 - глина; 14 - известковистый песчаник; 15 - известковистый алевролит; 16 - мертель; 17 - мертелистый известняк; 18 - известнаки; 19 - лигнит; 20 - фаунистические остатки; 21 - поверхность несогласия; 22, 23 - намагииченность; 22 - прямая, 23 - обратная (слева – на частных разрезах, справа – на обобщенном разрезе)

Figure 18. Local sections (1-7) and general section of Late Cenozolc deposits in the Syrian segment of the Levant fault zone [Трифонов и др., 1991]

Jisr Ash-Shaghour (1), Nahr el-Azi (2), Afamia (ancient Apamea) (3,4), Ashek-Omar (5), Ein-Hlakym (6), Saraya (7) The legend for Figures 18 and 50

(1) Basah, (2) porous basalt; (3) weathered and fractured upper part of basaltic flow; (4) reddish basalt in the flow bottom; (5) tuff; (6) tuff breccia; (7) tuff sandstone; (8) breccia; (9) conglomerate; (10) gravel; (11) sandstone; (12) sillstone; (13) clay; (14) carbonalive sandstone; (15) carbonative siltstone; (16) marl; (17) clayish limestone; (18) limestone; (19) lignite; (20) fossils; (21) disconformity; (22) normal magnetic polarity, (23) revene magnetic polarity

кому воздыманию поверхности и погружению границы Мохоровичича до 65 км вблизи Ілавного надвига (рис. 20).

Зона Главного надвига Загроса, продолжающаяся на запад надвигом Южного Тавра [Хаин и др., 1973], Латакийско-Килисской зоной [Поникаров и др., 1968], дугами Кипра и Крита-Эллинид, рассматривается как северная граница Аравийской и западнее Африканской литосферных плит [Мс Kenzie, 1972, 1978; Nowroozi, 1972]. Это справедливо, но требует уточнений. Вдоль указанной границы в виде линзовидных пакетов чешуй и местами расположенных рядом бескорневых покровов офиолитов протягивается сутура нео-Тетиса. Ее наиболее значительные фрагменты, надвинутые на Аргвийскую плиту, описаны на юге и цен-

тральном участке Главного надвига Загроса, на южном фланге Битлисского массива Восточного Тавра, в горах Курл-Даг и Бассит Северо-Западной Сирии, массиве Троодос Кипра. В Сирии и на Кипре офиолитовые комплексы сутуры несогласно перекрыты маастрихтскими отложениями. а в Загросе – олигоценовыми. Возможно, там реликты океанического бассейна сохранялись до зоцена. Если на обрамлениях Аравийской плиты с закрытием нео-Тетиса начались коллизионные процессы, то на Кипре непосредственно перед сутурой возникла новая структурная граница, где, как и в Крито-Эллинской дуге, до сих пор продолжается пододвигание субоксанической коры Восточного Средиземноморья под образования Адьпийского пояса. Эти области отмечены наклоненными на север, под структуры дуг, мантийными сейсмофокальными зонами, фиксируемыми до глубин более 100 км на Кипре и до 250 км в Крито-Эллинской дуге. Последняя сопровождается в тыловой части проявлениями вулканизма островодужного типа.

Расположенные севернее мегазоны Тавра и Внутренней Анатолии представляют собой реликты южной окраины и внутренней области мезо-Тетиса, замкнувшегося в середине и второй половине мелового периода с шарьированием офиолитовых комплексов. При этом алдохтонное залегание приобрели и располагавшиеся в обеих зонах срединные массивы — блоки с доальпийской континентальной корой и строением осадочного чехла, близким к чехлу Африкано-Аравийского склона мезо-Тетиса. В коллизионную стадию обе мегазоны испытали дополнительные складчато-надвиговые деформации и смещения по разломам. М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] отмечают три важные особенности этого процесса

Во-первых, судя по палеомагнитным данным, сутура мезо-Тетиса в Кавказском сечении переместилась к северу и сблизилась с северным склоном Кавказа (Дагестаном) на 900+350 км, тогда как общее сближение Аравии и Дагестана с позднего мела оценивается в 1800+450 км. Близкая величина сближения этих регионов с позднего мела, около 2000 км, получена путем анализа полосовых магнитных аномалий в Атлантике [Savostin et al., 1986]. Вероятно, она суммирует ширину закрывшегося нео-Тетиса и эффекты коллизии.

Во-вторых, на ранней стадии коллизии рекон-

струируется 300-километровое правосдвиговое смещение сутуры мезо-Тетиса по разлому, примерно совпалающему с восточной частью современной Северо-Анатолийской зоны разломов, но. в отличие от нее, продолжавшемуся не на запад, а на северо-запал – в Черное море. На лне моря его продолжает Одесско-Синопский разлом (Хаин, 1984] и далее разлом Печеняге-Камена, разделяющий Южную и Центральную Добруджу, т.е. Мизийскую плиту и Восточно-Европейскую платформу. Хотя прямых данных о кайнозойских правосдвиговых сменнениях влоль разлома Печеняге-Камена не приводилось, разные авторы Brunn, 1969; Szadeczky-Kardoss, 1975] aprymehtuровали возможность движения Мизийской плиты на северо-запад за счет давления Аравии в коллизионную стадию развития региона.

В-третьих, в ходе коллизии сформировалась Малокавказская структурная дуга, вторичный изгиб которой обоснован результатами палеомагнитных исследований. Вторую подобную, но более плавную дугу образует Аладаг-Беналудская складчатая система, возможно, обязанная своим происхождением давлению двигавшегося к северу Лутского блока Ирана, тяготеющего по составу мезозойских отложений к сенерной, Евразийской окраине Тетиса.

Эта окраина представлена альпийскими комплексами Ирано-Понтической мегазоны и более северных тектонических зон Кавказа, граничащих сейчас с Черноморской и Южно-Каспийской впадинами. Ирано-Понтическая мегазона по строению доальпийского фундамента разделяется сутурой палео-Тетиса на южную гондванскую и северную свразийскую части. Объединяющим элементом являются сходные угленосные отложения лейаса с северотетической фауной и флорой [Баженов, Буртман, 1990], продолжающиеся на обширных пространствах Туранской плиты и Тянь-Шаня. Более разнообразны меловые и палеогеновые отложения. Ирано-Понтическая мегазона испытала интенсивные деформации и смещения в конце зоцена и среднем миоцене [Ильхан, 1977]. Она дугообразно изогнута конформно с сутурой мезо-Тетиса. В ряде мест на мегазону надвинуты с юга офиолитовые покровы. В свою очередь, вдоль Понто-Каспийского шва, ограничивающего мегазону с севера, она надвинута на сгруктуры Риони-Ширванской мегазоны.

Более северные тектонические зоны Кавказа



Рис. 19. Надвиги в палеогеновых слоях и предгельветское несогласие на восточной окраине г. Латакия [Трифонов и др., 1988]

папрел, наблюдаемый в железнодорожной выемке, б- реконструкция общей структуры

Figure 19. Thrusts in the Paleogene and the pre-Helvetian disconformity in the eastern side of town of Latheqiyeh [Трифонов и др., 1988]

The observed cross section (a) and its interpretation (δ)



Рис. 20. Привничиальный розрез Загроса по результатам комплексной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных [Snyder, Barazangi, 1986]

I-3 - положение поверхности Мохо: I - в Аравийской плите, 2 - под Загросом по данным регистрации отраженных волн, 3 рассчитанной под Загросом для гомогенной коры; 4 - поверхности срыва по пластическим горизонтам: соленосному в основании чехла (верхняя поверхность) и в нижней части коры (нижняя поверхность).

Кора утолщается различными способеми на разных уровнях. складкообразованием в верхнем 10-километровом надсолевом слое; подвижками по крутым взбросам ниже до глубины 25 км; асейсмичным крипом, или пластическим течением ниже до поверхности Моко. Область пластического укорочения, возможно, действует как гидравлический флюид между двумя жесткими пластинами, приводя к постепенному воздыманию земной поверхности и изостватическому опусканию поверхности Моко в результате утолщения козы непосредственно к юго-западу от Главного надвига [Snyder, Barazangi, 1986]

Figure 20. Principal interpretative cross section transverse to Zagros and parallel to modeled gravity profiles, incorporating both gravity model and seismic results [Snyder, Barazangi, 1986]

Moho discontinuity (1-3), within the Arabian plate (1) and under the Zagros from refraction survey (2) and assuming homogeneous crust (3); detachment surfaces (4) formed by the plastic behavior of salt horizons (upper surface) or lower crustal material

The crust may thicken by differing machanisms at different levels: by folding above the 10-km-deep salt layers, by faulting along highangle reverse faults to above 25-km depths, and by assismic creep or plastic flow to Moho depths. The region of plastic shortening is here hypothesized to act much like a hydraulic fluid between two semirigid plates and, thus, gradually elevated the surface and depressed the Moho by isostalically lhickening the crust in increments southwestward from the Main Zagros thrust (dached boxes) [Snyder, Barazangi, 1986] структурно дисгармоничны по отношению к описанным в том смысле, что не повторяют изгиб Малокавказской дуги, а простираются на северо-запад или (на склонах Южно-Каспийской впадины) имеют более сложное залегание. Мезозойские и палеогеновые разрезы Ширванской мегазоны представлены преимущественно морскими отложениями с признаками регрессий в бате, титоне и начале мелового периода, конце зоцена — начале олигоцена [Хаин, 1984]. Обособляется Грузинская глыба с сокращенными мошностями лейаса.

Расположенные севернее флишевая мегазона и Главный Кавказский хребет с триаса до зоцена были областью окраинного, преимущественно мелководного моря. Для южного склона, а на востоке и для осевой части хребта характерны фации терригенного и карбонатного флиша, накопление которого происходило в лейасе и мальме, в течение всего мелового периода и сменилось в зоцене формированием «дикого» флиша с олистостромами.

Для оценки новейших смещений и деформаций важна тектоническая зональность майкопского бассейна, охватызавшего Кавказ в олигоцене раннем миоцене. По данным И.Г.Щерба [1989], Предкавказье, северный склон и, вероятно, осеная часть Большого Кавказа представляли собой серию наклоненных от мелковолья на юг шельфоных террас, разделенных раздомными уступами. Вблизи современного Кавказского хребта бассейн достигал наибольшей выявленной глубины (1-3 км), причем сам хребет, вероятно, покрывался морем (во всяком случае не был источником сноса обломочного материала). Юго-западнее, на предполагаемом континентальном склоне бассейна, накопились осадки мощностью 3-5 км. Далее располагалась замыкающаяся на северо-запале глубоководная часть бассейна, где накапливались сравнительно маломощные глины, вскрытые сейчас в районе г. Анапы и в Северном Кобыстане. Еще юго-западнее (города Туапсе и Сочи, Южный Кобыстан) отдожения становятся флишоидными, обогащаются турбидитами и телами олистостромов, обозначая переход к поднятию Гоузинской глыбы. продолжавшейся на северо-запал валом Шатского на современном шельфе Черного моря. На поднятии майкопская серия уменьшается в мошности до полного исчезновения. На крутом юго-западном склоне поднятия амплитудой до 23 км местами осадки не накапливались, а местами формировались клиноформы дельтовых отложений, сносившихся с поднятия. Реликты располагавшегося юго-западнее второго глубоководного прогиба, раскрывавшегося в Черное море, представлены глинами восточнее г. Тбилиси. Они сменяются к югу флишевыми толщами с олистостромами и шельфовыми отложениями, формировавшимися за счет сноса обломочного материала с юга.

Таким образом, согласно данным И.Г.Шерба [1989], в олигоцене и раннем мионене межлу Алжаро-Триалетской частью Ирано-Понтической мегазоны и погруженной окраиной Евразийской плиты, захватывавшей Предкавказье и область Кавказского хребта, существовали две достаточно широкие глубоководные впадины, косо разделенные поднятием Грузинской глыбы и, вероятно, располагавшиеся кулисно одна относительно другой. В западном направлении северная впадина, по-видимому, выклинивалась, а южная раскрывалась в Черное море. Восточное продолжение южной впадины неясно, поскольку скрыто более поздними мошными осадками Куринской впадины, тогда как северная впадина раскрывалась в Южно-Каспийскую, продолжавшуюся в Западную Туркмению. К современному моменту ширина обсих впадин и разделяющего их поднятия существенно сокращена движениями по встречным надвигам Малого и Большого Кавказа. Надвиги Понто-Каспийского шва перекомли южную глубоководную впадину. Ширина северной впадины была сокращена движениями по Главному Кавказскому надвигу, надвигам южного склона и связанными с ними складчатыми деформациями. Налвиги южного склона на значительном протяжении перекрыли и бодее южные тектонические зоны вплоть до фронтальных напвигов Малого Кавказа. И.Г.Щерба [1989] оцениваст минимальную амплитуду перекрытия глубоководных прогибов Малым Кавказом в 100 км и Большим Кавказом — в 200 км. В четвертичное время в центре Кавказа более интенсивно развивались южновергентные надвиги южного склона. Лвижения по некоторым из них продолжаются до сих пор.

1.4.2. Альпийский тектогенез

Определяющим фактором возникновения и развития альпийских тектонических зон региона был северный дрейф Африкано-Аравийской плиты. В середине и главным образом во второй половине мелового периода на рассматриваемой территории произошло замыкание мезо-Тетиса. Бассейн нео-Тетиса, в меловое время существовавший одновременно с мезо-Тетисом, на северном фланге Аравийского выступа замкнулся в маастрихте, а на севедо-восточном фланге, влоль Загроса, возможно, фрагментами сохранялся ло зоцена. Западнее Аравийского выступа замыкания нео-Тетиса не произошло. Здесь до сих пор сохраняются Восточно-Средиземноморские впалины с субокеанической корой, ограниченные с севера Крито-Эллинской и Кипрской дугами. Кроме этих впадин, в палеогене сохранялся морской прогиб Внешнего Загроса с утоненной континентальной, а вотдельных участках, возможно, и океанической корой и субширотный пояс впадин с переходным типом коры Черного моря -Закавказья - Южного Каспия - Южной Туркмении. В олигоцене и раннем миоцене этот пояс впадин неравномерно сократился в ширине из-за надвигания с юга в ходе начавшейся коллизии.

Складчато-надвиговые деформации позднего зоцена в наибольшей мере проявились на территории от сутуры нео-Тетиса до Ирано-Понтической мегазоны включительно. Оси крупнейших складок и надвигов в общем параллельны фронту Африкано-Аравийской плиты, что позволяет связывать склалчатость с ее движением. Позднее сжатие усилилось отделением Аравийской плиты и ее более быстрым перемещением, начавшимся около 40 млн лет назад [Казъмин, 1987]. Можно полагать, что на ранней стадии отделения Аравийская плита двигалась в северо-западном направлении, чему способствовало то обстоятельство, что Красноморско-Аденский рифт начал раскрываться с юго-восточной стороны. Вероятно, именно тогда, не поэже раннего миоцена, в связи с северо-западным дрейфом Аравийской плиты возникло многокилометровое правосдвиговое смещение сутуры и офиолитов мезо-Тетиса. Западного Черноморья и Мизийской плиты вдоль восточного отрезка Северо-Анатолийской зоны разломов и его северо-западного продолжения, что подтверждается аналогичным возрастом Карпатской дуги [Баженов, Буртман, 1990], созданной, как представляется, частично этим северо-западным дрейфом. То же направление движений обусловило формирование в догельветское время пояса надвигов и складок на северо-западном фланге Аравийской плиты [Трифонов и др., 1988].

В более поздние эпохи миоцена наиболее интенсивные перемещения сосредоточились в зоне Главного Загросского надвига, вдоль которого начинает развиваться складчато-надвиговый пояс, а перед ним — Месопотамский передовой прогиб. Это дает основание предположить, что в среднем миоцене направление движения плиты изменилось на северо-восточное, согласующееся с распространением Красноморского рифта на северо-запад от Суэцкого залива.

С изменчивым по направлению движением Аравийской плиты, по-видимому, связано образование дуги Малого Кавказа. Можно полагать, что ее западное крыло возникло в конце зоцена – олигоцене как образование, сопряженное со сдвигом восточной части Северо-Анатолийской зоны. Изгиб дуги и ее северо-восточное крыло оформились в миоцене при северо-восточном дрейфе Аравийской плиты, что объясняет смещение дуги относительно выступа плиты к северо-востоку. В ходе формирования дуги она надвигалась на более северные тектонические зоны Кавказа, отчего в этом сечении происходило сужение Черноморско-Каспийского пояса впадин.

1.4.3. Позднекайнозойская тектоника и геодинамика

В конце миоцена – плиоцене оформилось новое структурное обрамление Аравийской плиты, лишь отчасти унаследованное от прежних эпох. Оно представлено на западе и северо-западе Левантской и Восточно-Анатолийской зонами разломов, а на северо-востоке – Главным современным разломом Загроса и восточным отрезком Северо-Анатолийской зоны (рис. 21, см. рис. 17).

На израильском и сирийском отрезках Левантской зоны выявлены многочисленные позднечетвертичные левосдвиговые смещения молодых отложений и форм рельефа, многократно превышающие одновозрастные вертикальные смещения. Описаны также сбросовые и левосдвиговые смещения античных сооружений [Вегманн, 1957; Трифонов и др., 1988]. На ливанском отрезке зона приобретает северо-северо-восточное простирание и вместе с ним сжимающую компоненту перемещений. Она выражается сочетанием левосдвиговых подвижек со взбросовыми и развитием параллельных разломам сжатых складок. Здесь же

к Левантской зоне примыкает с юго-востока система параллельных и нередко расположенных эшелонированно разломов растяжения. представленных цепочками вулканов плейстоценового и голоценового возраста [Поникаров и др., 1968], причем самые молодые извержения датируются радиоуглеродным и археологическим методами в 4-4.5 тыс. лет [Трифонов, Эль Хаир, 1988]. Суммарная средняя скорость позднечетвертичного сдвига определена на израильском отрезке зоны в 7,5 мм/год [Zak, Freund, 1965], а на сирийском отрезке – в 5-6 мм/год [Trifonov et al., 1988]. Средняя скорость сдвига на сирийском отрезке за последние 3,5 млн лет составляет 4-5 мм/год [Трифонов и др., 1991]. Вертикальные смещения многократно уступают сдвиговым. На западном берегу Мертвого моря их скорость определена в 1-2 мм/год за плейстоцен и 0,85 мм/год за поздний плейстоцен и голоцен [Gardosh et al., 1990]. Сильные землетрясения XX века в Левантской зоне единичны, но они известны в прошлом из исторических хроник, повторяясь в одних и тех же участках зоны через 200-300 лет, а наиболее катастрофические - через 500-600 лет [E] Накеет, 1986].

В Восточно-Анатолийской зоне до ее сочленения с Северо- Анатолийской зоной в районе с. Карлиова описаны многочисленные случаи позднечетвертичных левосдвиговых смещений амплитудой в десятки метров и местами до 120 м [Saroglu et al., 1992; Trifonov et al., 1994]. Отмечены следы девосдвиговых подвижек, предположительно связанных с землетрясениями 1874, 1893, 1904 и 1905 гг. с магнитудами 6,8-7,1 (Ambraseys, 1989]. Разрыв протяженностью свыше 20 км с 20сантиметровым левым смещением возник при Бенгельском землетрясении 1971 г. с М=6.7 (Агра). Sarog[u, 1972]. Суммарное новейшее левое смещение вдоль Восточно-Анатолийской зоны оценено в 22-27 км, а его средняя скорость - в 5 мм/год [Barka, Kadinsky-Cade, 1988]. Наша оценка скорости основана на левосдвиговых изгибах при пересечении с зоной долин рек Евфрат [Gaudemer et al., 1989; Saroglu et al., 1992.] и Мурат на 10-14 км. Принимая по геоморфологическим данным возраст долин около 2 млн лет, получаем скорость сдвига 5-7 мм/год.

Главный современный разлом Загроса протягивается на 1500 км от западных отрогов Макрана до района оз. Ван. С помощью аэрофотоснимков вдоль разлома выявлены правые смещения и

изгибы долин до 100 м [Wellman, 1966]. Широтные участки разлома имеют заметную взбросовую или налвиговую составляющую смещений [Вегberian, 1976, 1977]. При Селяхорском землетрясении 1909 г. в районе г. Доруд произошло опускание восточного крыла разлома до 1 м, сопровождавшееся правым сдвигом [Tchalenko et al., 1974]. Исследования Х.Хессами, Ф.Джамали и автора в 1996 г. показали, что амплитуда сдвигового перемещения при землетрясении достигала 1 м при крутом взбросе западного крыла на 0.3 м. Выявленное тогда же на Дорудском сегменте разлома правое смещение речной долины на 110-115 м. приходящееся на голоцен и, возможно, самый конен плейстоцена. позволяет предположительно оценить скорость сдвига в 5-10 мм/год. Сдвиг сопровождался одновозрастным ему взбросовым поднятием западного крыла на 12-15 м. На сдвиговое перемещение указывает и определение механизма очага землетрясения 1965 г. с магнитудой 6 [Nowroozi, 1972].

Юго-восточнее оз. Ван Главный современный разлом почти смыкается с восточной частью Северо-Анатолийской зоны разломов. Здесь находится эпицентральная область Салмасского землетрясения 1930 г. (М=7,2). При землетрясении на южном борту Салмасской долины образовался разрыв длиной 30 км, простирающийся по азимуту 300°, т.е. в направлении Северо-Анатолийской зоны. По разрыву имел место правый сдвиг на 4,1 м и опускание северо-восточного крыла до 5 м [Tchalenko, Braud, 1974]. На западе разрыв сопряжен с коротким левым сбросо-сдвигом северовосточного простирания.

Между озерами Резайе (Урмия) и Ван и западнее оз. Ван вдоль Северо-Анатолийской зоны отмечены правосдвиговые смещения с вертикальной составляющей при сильных землетрясениях 1946, 1949, 1966 гг. и, возможно, более ранних [Ambraseys, 1975, 1988, 1989; Wallace, 1968,]. Ceверо-западнее с. Варто обнаружены правые смешения молодых долин с амплитудами до 150 м [Trifonov et al., 1994]. Ф.Шароглу [Saroglu, 1988] отметил правый изгиб вдоль разлома долины р. Мурат на 18 км и обосновал возраст начала движений, отнеся его здесь, как и на западе зоны в районе г. Гереде, к середине плиоцена (2,5 млн лет). Несколько позже, вероятно, заложился смещенный отрезок долины р. Мурат, что дает скорость сдвига вдоль зоны около 9 мм/год.

И Восточно-Анатолийская, и Северо-Анатолийская зоны не ограничиваются обрамлениями Аравийской плиты, а пересекаются и продолжаются на северо-восток и северо-запад, сохраняя прежний тип движений. Восточно-Анатолийская зона севернее пересечения с Северо-Анатолийской разделяется на две ветви. Западная ветвь состойт из кулисно расположенных отрезков, характеризующихся небольщими взбросовыми и местами (разлом Думлу) превосходящими их левослвиговыми позднечетвертичными смещениями. Она протягнается на северо-восток до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляется выделенным Е.Е. Милановским [1968] новейшим Казбек-Цхинвальским разломом. К этой ветви приурочены эпицентры сильных землетрясений XX века и предыдущих столетий [Bommer, Ambrasevs, 1989].

Восточная, главная, ветвь зоны, выявленная Т.П.Ивановой, А.С.Караханяном и автором в 1991 г. [Trifonov et al., 1994,], следует вдоль верховий р. Аракс и далее отгибается на восток-северо-восток в Северную Армению (рис. 21, 22). Вдоль нее обнаружены значительные левые взбросо-сдвиговые смещения молодых форм рельефа, причем повсеместно поднято северо-западное крыло. На территории Армении левосдвиговые смещения позднечетвертичных водотоков достигают 350 м при наклоне разлома на северо-запад под углами 45-50° и одновозрастной сдвигу взбросовой составляющей смещения 70 м [Трифонов и др., 1990]. Скорость позднечетвертичного сдвига предположительно оценена в 4-5 мм/год. При Сарыкамышском (Хоросанском) землетрясении 1983 г. (М=6,9), по данным М.С.Байрактутана, вдоль второстепенного нарушения Восточно-Анатолийской зоны на протяжении 8 км произошел левый сдвиг до 1,2 м с поднятием северо-западного крыла до 0,6 м при наклоне разрыва 50-60° СЗ.

К восточному окончанию Восточно-Анатолийской зоны примыкает с юго-востока под углом 18° Памбак-Севанский разлом (см. рис. 22). Он протягивается сначала почти широтно, а затем по азимуту 115° ЮВ на северо-восточное побережье оз.Севан, будучи наклоненным на северо-восток под углами 70-80°. На протяжении 121 км адоль Памбак-Севанского разлома отмечены многочисленные правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, сопровождаемые взбросом северо-восточного крыла. На 30-километровом отрезке разлома между селами Сарапат и Арчут величины правосдвиговых смещений варьируют от 3,2 м у молодого вреза до 350-400 м у больших долин и 1,5 км у крупнейших долин и водоразделов Возле с. Сарапат и северо-восточнее с. Гогаран терраса возрастом около 70 тыс. лет смещена вправо на 300±20 м при поднятии северного крыла на 20±5 м, а терраса возрастом 20-25 тыс. лет смещена вправо на 100±20 м при поднятии северного крыла на 10±5 м. Из этих данных следует, что скорость сдвига – 4,7±0,3 мм/год, а взброса – 0,5±0,2 мм/год [Трифонов и др., 1990].

Возле п-ова Артаниш от Памбак-Севанского разлома на юго-восток по азимуту 145±15° ЮВ отходит Ханарасарский разлом, достигающий южного берега Севана в с.Карчахпюр. В 133 км от слияния с Памбак-Севанским разломом Ханарасарский разлом разделяется на две ветви, затухающие в Иране севернее г. Тебриза. В 14 км юговосточнее с. Карчахнюе разлом наклонен под углами 70-75° на северо-восток и смещает вправо на 800 м конус среднечетвертичного вулкана Ханарасар. Юго-восточнее вулкана позднеплейстоценовый давовый поток поднят на 10-20 м, а соседний голоценовый (5000-7000 лет) поток - на 2-4 м в восточном крыле разлома относительно западного крыла. Принимая возраст вулкана Ханарасар равным 200 тыс. лет, получаем скорость слвига около 4 мм/год. Скорость взбросовой составляющей движений – 0,3-0,6 мм/год [Трифонов и др., 1990].

Восточная, главная, ветвь Восточно-Анатолийской зоны, Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы образуют Северо-Армянскую дугу активных разломов, у которых сдвиговые перемещения со скоростями 4-5 мм/год многократно превосходили одновозрастные взбросовые подвижки. причем повсеместно взброшены северные крылья. Судя по возрасту выполнения грабенов в зоне Памбак-Севанского разлома [Милановский, 1968] дуга развивается с плиоцена. В эту дугу, повторяющую общий изгиб структур Малого Кавказа, вложена более крутая дуга активных разломов, касающаяся первой в вершине (см. рис. 22). Западная часть вложенной дуги представлена Ахурянским разломом, а восточная - Гарни-Алаварской зоной.

Вдоль Ахурянского разлома обнаружены признаки вертикальных и левосдвиговых молодых



смещений. К разлому приурочены эпицентры Ленинаканских землетрясений 1926 г. магнитудой до 5,7, катастрофического землетрясения 1046 г. и ряда других. Главная ветвь Ахурянского разлома протягивается на юго-запад до вулкана Немрут, извергавшегося в 1441 г., и там смыкается с Северо-Анатолийской зоной. Вдоль этой ветви разлома при Патносском землетрясении 1903 г. (М=7,0) возник 25-километровый сейсмогенный разрыв [Атьbraseys, 1988; Barka, Kadinsky-Cade, 1988].

Гарни-Алаварская зона разломов состоит из нескольких сегментов северо-западного или северо-северо-западного простираний, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее прелыдушего. Соседние окончания сегментов соединены более короткими разрывами. простирающимися на северо-запад, но ближе к широтному направлению, чем сами сегменты. Короткие разрывы и окончания сегментов образуют ромбовидные структуры. Плоскости главных разломов (сегментов) под углами 60-90° наклонены на северо-восток и имеют взбросовую составляющую позднечетвертичных смещений. Одновозрастная ей правосдвиговая составляющая превосходит взбросовую в 2-10 раз. Скорость ее достигает 2 мм/год. В ромбовидных структурах преобладание сдвиговых смещений сохраняется, но взбросовая составляющая возрастает, отчего некоторые такие структуры имеют форму рампов. К рампам, по данным A.C.Kapaxahaha [Trifonov et al., 1994.], тяготеют эпицентральные области катаствофических землетрясений: Вайодзорского 906 г., Гарнийского 1679 г., Цахкадзорского 1827 г. Сходную структурную позицию занимает эпицентральная область Спитакского землетрясения 1988 г. (М=7,0), приуроченная к одной из вствей зоны на ее сочленении с Памбак-Севанским разломом (рис. 23). Вдоль этой ветви, наклоненной на северо-восток, в 1988 г. произошла правая сдвиго-взбросовая подвижка до 2 м и возник 35-километровый сейсмогенный разрыв [Трифонов и др., 1990]. Тогда же произошли небольшие, в несколько сантиметров, перемещения со сдвиговой составляющей на соседних участках Восточно-Анатодийского и Памбак-Севанского разломов. Гарни-Алаварская зона затухает у р. Аракс.

Между Северо-Армянской дугой и восточным окончанием Северо-Анатолийской зоны нахолится Тебризский разлом, который начинается возле г. Тебриза и запалнее разлеляется на две ветви. Северная вствь протягивается до оз. Балык, а южная затухает севернее оз. Ван на сочленении с Ахурянским разломом. У оз. Балык по северной встви и оперяющим се разрывам Т.П.Иванова. А.С.Караханян и автор [Trifonov et al., 1994,] наблюдали правосдвиговые и вертикальные смещения молодых форм рельефа. Возможно, здесь проявились подвижки при землетрясении 1840 г. (M=7.4) [Ambrasevs, 1988; Bommer, Ambrasevs, 1989]. Юго-восточнее к зоне разлома тяготеют эпицентры землетрясений 1042, 1273, 1304 и 1721 гг. с магнитудами 6,5-7,7, Вдоль южной ветви разлома при землетрясении 1976 г. (М=7.3) северо-восточнее оз. Ван возникло почти вертикальное 50-километровое нарушение. По нему произощел правый сдвиг, достигающий 3,5 м на

Рис. 21. Карта активных разломов центральной части области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит

Составиля В.Г.Трифонов, А.С. Караханян и А.И. Кожурин [Trifonov et al., 1994,] с использованием данных Н.Н.Амрейсиса, М.С.Байрактутона, А.Барка, М.Берберяна, Т.П.Ивановой, М.Л.Коппа, С.И.Кулошвили, Н.В.Лукиной, Ф.Шароглу и др. Условные обозначения см. на рис. 13

Активные разломы флексуры и зоны разломов: AD - Алжичайский (Сальян-Ленгибизский) разлом, AR - Ахурянский разлом, AX - Араксинская зона, CH - разлом юго-восточного края Чатской впадины, CR - Черногорская флексура, DU - разлом Думлу, EA - Восточно-Анатолийская зона, ER - разлом юго-восточного края Эрэрумской впадины, GA - Гарни-Алаварская зона, GD Гудермесская зона, KA - Карамарьянский разлом, KK - Кафлан-Калинский разлом, KN - Ханарасарский разлом, KT - Казбек-Цхинвальский разлом, LY - Лысогорская флексура, MR- Главный современный разлом Загроса, MU - Мунзурский (Овачикский) разлом, NA - Ссверо-Анатолийская зоно, NL - Нальчикский (Армавир-Невинномысский) разлом, NT - Нагутская флексура, NZ - Ногранская зона, OL - разлом Олту, PS - Памбак-Севанский разлом, PT - Пшекиш-Тырныаузский разлом, TB - Тебризский разлом, TL - Талышская зона, VL - Владикавказский разлом

Figure 21. Map of active faults of the central part of orea of interaction of the Arabian and Eurasian plates

The map compiled by V.G Trifonov, A.S. Karakhanian and A.I. Kozhurin [Trifonov et al. 1994] with using the data of N.N. Ambraseys, M.S. Bayractutan, A.Barka, M Berberian, T.P. Ivanova, M.L. Kopp, S.I. Kuloshvili, N.V. Lukina, F.Saroglu et al.

See Figure 13 for the legend

Active faults, flexures and fault zones: Adjichay (Salian-Lenghibiz) fault (AD), Akhurian fault (AR), Arax zone (AX), fault of the southeastern side of the Chat basin (CH), Chernogor flexure (CR), Dumlu fault (DU), East Anatolian zone (EA), fault of the southeastern side of the Erzurum basin (ER), Garni-Alavar zone (GA), Gudernes zone (GD), Kaflan-Kala fault (KK), Karamarian fault (KA), Kazbek-Tshinval fault (KT), Khanarasar fault (KN), Lysogor flexure (LY), Main recent fault of Zagros (MR), Munzur (Ovacik) fault (MU), Nagut flexure (NT), Nalchik (Armavir-Nevinnomysk) zone (NL), Naznar zone (NZ), North Anatolian zone (NA), Oltu fault (OL), Pambak-Sevan fault (TB), Vladicaucasus fault (VL).



Рис. 22. Карта активных разломов Армении и соседних стран [Трифонов и др., 1990; Thifonov et al., 1994,] Условные обозначения см. на рис. 13 и 21

Figure 22. Map of active faults of Armenia and adjacent countries [Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1994,] See Figure 13 and 21 for the legend

юго-востоке, уменьшающийся к северо-западу и местами сопровождаемый вертикальным смещением до 0,5 м [Toksoz et al., 1977].

Описанные смещения по разломам, обрамляюшим Аравийскую плиту, свидетельствуют о том, что с конца миоцена до настоящего времени плита движется примерно на север. Выявленные изменения в направлении ее движения — на северозапад в конце эоцена, олигоцене и начале миоцена, на северо-восток в середине миоцена и на север с конца миоцена поныне, — совпадают с траекторией дрейфа Аравийской плиты, рассчи-



Рис. 23. Активные разломы района г. Спитак, Армения, и сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения 1988 г. [Трифонов и др., 1990]

7- сейсмогенный разрыя: 2 - области голошенового осадконакопления. Остальные условные обозначения см. на рис. 13 Города: К - Кировакан (Ванадзор), Л - Ленинакан (Гюмри), С - Спитак. Деревни: А - Алавар, Г - Гехасар, Го - Гогаран, Н -Налбанд (Ширакамут), Са - Саралат

Figure 23. Active faults of the Spitak region, Armenia, and seismic rupture of the Spitak, 1988, earthquake [Tpudouon n gp., 1990]

(1) Seismic rupture of 1988; (2) areas of the Holocene sedimentation. See Figure 13 for explanation of other symbols Towns: (K) Krrovakan (Vanadzor), (JI) Leninakan (Gurmi), (C) Spitak. Villages: (A) Alavar, (T) Ghehasar, (To) Gogaran, (H) Nalband (Shirakamut), (Ca) Sarapat

танной по магнитным аномалиям в Атлантике [Savostin et al., 1986]. На последнем этапе коллизии северный дрейф Аравийской плиты трансформировался в аналогичное движение Малокавказской дуги, выраженное сдвиговыми перемещениями по Восточно-Анатолийской зоне, Памбак-Севанскому, Ханарасарскому и другим разломам Малого Кавказа.

Восточнее Северо-Армянской дуги активных разломов расположена Талышская дуга меньших размеров. Она образована протягивающейся на северо-восток Араксинской зоной разломов и примыкающими к ней на севере активными разломами Талышских гор (см. рис, 21). Араксинская зона является частью Пальмиро-Апшеронского линеамента [Хаин и др., 1973], представленного на юго-западе Центрально-Пальмирским раздомом. Значительная глубина проникновения разломов Араксинской зоны выражена большими градиентами аномалий силы тяжести, изменениями гипсометрического положения поверхности кристаллического основания и внутрикоровых слоев и повышенной плотностью глубинных (10-15 км) сейсмодислокаций, характеризующихся аномальным затуханием сейсмических волн [Makarov et al., 1974].

На земной поверхности зона выражена сери-

ей непротяженных уступов террас и склонов долины р. Аракс, Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Она подтверждается левыми сбросо-сдвиговыми смещениями при Салмасском землетрясении 1930 г. по небольшому разлому северо-восточного простирания, расположенному на продолжении зоны. Вдоль разломов восточного фланга Талышской дуги выявлены молодые вобросовые смещения [Ветьенав, 1976, 1977], возможно, с правосдеиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья, но вдоль одного из разломов при Ардебильском землетрясении 1879 г. с магнитудой 6.7 на протяжении 17 км произошло заметное поднятие восточного коыла.

Развитие Северо-Армянской и Талышской дуг привело к надвиганию Малого Кавказа на более северные тектонические зоны Закавказья. Как показало изучение строения Сурами-Гокишурского фронтального надвига [Гамкрелидзе, 1949; Башелейшвили, 1986; Баженов, Буртман, 1990], приподнятая часть Грузинской глыбы (Дзирульский массив) препятствовала движению и огибалась надвигавшимися структурами Аджаро-Триалетии. Поскольку самые молодые отложения, перекрытые надвигом в вершине дуги, — меотис и понт, можно полагать, что здесь надвигание к середине плиоцена прекратилось и сохранилось лишь на северо-западном фланге дуги, где Натанебским надвигом перекрыты и плиоцен-четвертичные толщи [Щерба, 1989].

Прекрашение надвигания по Сурами-Гокишурскому разлому при сохранявшемся движении дуги к северу означало, что в это движение оказалась вовлеченной Грузинская глыба, пододвигавшаяся под более северные зоны Кавказа. Вероятно, пододвигание началось еще в конце миоцена - начале плиоцена, но позлнее стало определяющим. В итоге эначительная часть Грузинской глыбы была перекрыта флишевой зоной. а последняя смята и пододвинута под Главный Кавказский хребет В ходе пододвигания Грузинской микроплиты и флишевой зоны под Большой Кавказ происходили рост этого горного сооружения и оформление его современной структуры [Милановский, 1968], сопровождавшиеся развитием перед его фронтом передового прогиба. С молодыми надвигами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффектно проявленные на востоке Аджинаурской складчатой зоны. Здесь наблюдаются поперечные висячие долины, ныне покинутые водотоками из-за роста поднятия. На пересечении с Алжинаурской грядой высота одной из террас конца среднего плейцстоцена возрастает от 50 до 100 м, а 15-метровой позднеплейстоненовой террасы той же реки — до 60 м [Милановский, 1968]. Вскрытые в склонах долин нижне- и среднеплейстоценовые отложения очерчивают асимметричную антиклиналь с надвигом на юге [Трифонов, 1983]. На северном крыле и своде антиклинали слой наклонены под углом около 10°, а на южном крыле – 60° и более. В изгибе поверхности конца среднего плейстоцена, образующей свод увала, выражена та же асимметрия: на северном крыле она Имеет наклон до 5°, а на южном крыле до 14°. Глубина ирригационного канала, врезанного в поверхность I террасы, с севера на юг сначала возрастает от 0.8 до 1,6 м, а затем уменьшается до 0,5 м.

Структурные элементы Большого Кавказа простираются на северо-запад, что при северном дрейфе Малокавказской дуги привело не только к пододвиганию Риони-Ширванской мегазоны под Большой Кавказ, но и к правосдвиговым смещениям вдоль тектонических зон. Г.Д.Ажгирей [1964] и Л.М.Расцветаев [1973] отмечали в поздне-

альпийской структуре Большого Кавказа сочетание тектонических нарушений севедо-запалного и близширотного простираний, причем первые характеризуются преобладанием правослвиговых смещений, а вторые - проявлений сжатия, надвигания и сплюшивания горных масс. Эти две системы нарушений разделяют Большой Кавказ на ромбовидные блоки. Обе системы продолжали развиваться в позлнечетвертичное время, что особенно подробно документировано на Юго-Восточном Кавказе [Трифонов, 1983], подтверждено изучением активных разломов Северо-Западного Кавказа, центральной части и северного склона горного сооружения ([Карта..., 1986] и новые данные Т.П.Ивановой, М.Л.Коппа и Н.В.Лукиной). На Юго-Восточном Кавказе выявлены также левые слвиги и взбросо-слвиги с амплитудами голоценовых смещений до 12 м. Они продолжают Араксинскию зону на северо-восток до Каспийского моря.

При анализе активных разломов Северо-Армянской дуги обращает на себя внимание тот факт, что во фронте дуги, где поперечное сжатие максимально, оно реализуется в позднечетвертич-Ное время не столько надвиганием горных масс (оно минимально), сколько сдвиговыми смещениями, причем простирания левых сдвигов Восточно-Анатолийской зоны и правых слвигов по Памбак-Севанскому разлому различаются всего на 18°. Очевидно, этот механизм перераспределения масс приобрел значение в условиях возросшего сопротивления северному дрейфу Малого Кавказа более северных тектонических зон, где возможности надвигания оказались исчерпанными. В указанном механизме интересен и другой аспект, обеспечивающий преобразование северного дрейфа в перемещения масс к западу и востоку, т.е. вдоль Альпийского пояса. В более крупных масштабах такое перемещение осуществлялось в Ирано-Копетдагском и Анатолийском регионах.

Северный дрейф Аравийской плиты, установившийся с конца миоцена, на границе с Ираном трансформировался в северо-восточное сжатие, нормальное к этой границе. В мощном и пластичном осадочном чехле Внешнего Загроса оно реализовалось формированием складок, распространявшихся все далее в Месопотамский прогиб. В Центральном и Восточном Иране в условиях того же сжатия происходили левосдвиговые перемеще-

ния по субщиротным разломам (рис. 24). Крупнейшим из них является Дорунехский, или Большекевирский [Wellman, 1966; Mohajer-Ashiai et al., 1975], хотя исследовавший его в 1997 г. А.С.Караханян (устное сообщение) показал, что молодые левосдвиговые смещения характерны лишь для протяженной западной части разлома и сменяются левосдвиговыми в его восточной части. Движения того же типа (девый сдвиг до 4.5 м и вертикальное смещение до 2,5 м) имели место по 80километровому разрыву, активизированному при Даште-Байазском землетрясении 1968 г. (M=7.2) [Tchalenko, Ambraseys, 1970; Tchalenko, Berberian, 1975]. С левыми сдвигами и надвиго-сдвигами сочетаются правые сдвиги, которые вблизи Загроса (Кухбананский разлом) простираются на северо-запад, а восточнее становятся субмеридиональными (раздомы Налбанд, Равар и Джаббар) [Wellman, 1966; Mohajer-Ashjai et al., 1975].

На востоке Ирана обособляется Лутский массив, который при замыкании Тетиса и в последующую коллизионную стадию развития, судя по палеомагнитным данным, испытал движение к северу с некоторым врашением против часовой стрелки. Это перемещение было достаточным, чтобы сформировать перед фронтом массива в олигоцен-миоценовое время складчатую дугу Аладаг-Беналуда.

Давление Аладаг-Беналудской дуги привело к отжиманию горных масс восточного окончания Черноморско-Южно-Каспийского пояса впадин к западу, в область меньшего давления. В результате на юго-западе Туркмении и в соседней части Южного Каспия возник пояс молодых складок меридионального и северо-восточного простираний [Копп, 1979, 1991, 1997]. Отжимавшийся блок имеет форму клина, раскрывающегося на запад. На севере он ограничивается новейшим горноскладчатым сооружением Копетдага с Главным Копетдагским правым взбросо-сдвигом (местами надвиго-сдвигом) на северо-восточном фланге [Расцветаев, 1972]. Позднечетвертичные правосдвиговые перемещения по зоне этого разлома имеют скорость не менее 2 мм/год и примерно в 5 раз превышают взбросо-надвиговую составляюшую движений [Трифонов, 1983]. Зона взбрососдвигов продолжается на северо-восточный склон Большого Балхана и здесь, в Западном Копетдаге, дополняется параллельной Исак-Челекенской зоной нарушений, вдоль которой произошли правые сдвитовые и взбросо-сдвитовые перемещения при Кумдагском 1983 г. и Бурунском 1984 г. землетрясениях [Трифонов и др., 1986]. Вдоль южного края клина протятивается Шахрудский левый взбросо-сдвиг запад-юго-западного простирания [Wellman, 1966]. Западнее на обоих склонах Эльбурса развиты субширотные разломы с признаками позднечетвертичных и современных сейсмогенных взбросо-надвиговых подвижек с большей или меньшей левосдвиговой составляющей [Аmbraseys, 1963; Berberian, 1976, 1977; McKenzie, 1972; Nowroozi, 1972; Tchalenko, 1975; Berberian et al., 1992].

В Анатолии плиоцен-четвертичные смещения сконцентрированы в Северо-Анатолийской зоне и оперяющих ее нарушениях. В современных очертаниях зона возникла в конце миоцена или в плиоцене [Фюрон, 1955; Sengor, Yilmaz, 1981]. На значительном протяжении она совпала с сутурой мезо-Тетиса, обладавшей пониженной прочностью, особенно по сравнению с Черноморской впадиной, под которой располагается выступ холодной и прочной мантии. От пересечения с Восточно-Анатолийской зоной Северо-Анатолийская зона протягивается на 1200 км. В западной части она разделяется на две главные и несколько второстепенных ветвей. Южная главная ветвь достигает Эгейского моря и продолжается вдоль северного берега залива Эдремит и побережья о-ва Лесбос, теряясь в центральной впадине моря. Северная главная ветвь затухает в Мраморном море, где кулисно подставляется с севера Северо-Этейским разломом [Pavlides et al., 1991]. Последний пересекает перешеек, отделяющий Дарданеллы от Саросского залива и протягивается на запад-юго-запад по дну моря в виде постепенно расширяющегося трога. Вероятно, здесь зона разлома состоит, по меньшей мере, из двух ветвей, одна из которых продолжается в Центральную Грецию Тессалийским субширотным активным сбросом, а другая, более южная, образует узкий пролив Пачасстик юго-западного простирания между континентальной Грецией и о-вом Европа.

Северо-Анатолийская зона состоит из ряда разломов, субпараллельных и нередко расположенных эшелонированно друг относительно друга. От основной зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками новейших правосдвиговых смещений [Bingol, 1989; Sengor, Yilmaz, 1981; Barka, 1992; Saroglu et al., 1992.] Вдоль самой зоны



Рис. 24. Карта активных разломов Ирана

Составил В.Г.Трифонов по данным М. Берберяна, Х.Хессами и Ф.Джамали, А.С.Караханяна, Н.Н.Амбрейсиса, Г.А.Вострикова, Д. МакКензи, А. Мохаджер-Ашьян, А.А.Новрузи, Н.У.Уэллмана, Дж.С.Чаленко, используя результаты собственных наблюдений. Условные обозначения см. на рис. 13.

Разломы: AL - Северо-Эльбурсский, AM - Асёльминский, AS - Асадабалский, BZ- Буйин-Зара (Ипакский), CD - Главный Копетдагский, DB - Даште-Байяз, GE - Гермабский, GK - Большекевирский (Дорунехский), IC - Исак-Челекенский, JB - Джаббар, KB - Кух-Банан, KL - Калманд, MR - Главный современный Загроса, NB - Найбанд, RV - Равар, SH - Шакрудский, TB -Северс-Тебризский, NT - Северо-Тегеранский, TL - Талышские

Figure 24. Map of active foults of Iran

The map compiled by V.G. Trifonov by using the data of N.N Ambraseys, M.Berberian, Kh.Hessami, F.Jamalt, A.S.Karakhanian, D.McKenzie, A.Mohajer-Ashjai, A.A.Nowroozi, J.S.Tchalenko, G.A.Vostrikov, N.W.Wellman and own observations. See Figure 13 for the legend.

Faults: (AS) Asadabad, (AM) Aselma, (BZ) Buyin Zara, (DB) Dasht-e-Bayaz, (GE) Ghermab, (GK) Great Kevir (Doruneh), (IC) Isak-Cheleken, (JB) Jabbar, (KL) Kalmard, (KB) Kuh Banan, (CD) Main Copet Dagh, (MR) Main recent of Zagros, (NB) Nayband, (AL) North Alborz, (NT) North Tehran, (SH) Shahrud, (RV) Ravar, (TB) Tabriz, (TL) Talysh



Рис. 25. Активная тектоника Эрэнилженской воздины. Севсро-Анетолийская зона разломов. Восточная Турпия [Trifonov et al., 1993] 1-3 - активные разломы: 1 - с правым смещением, 2 - с вертикальным смещением, 3 - с неустановленным смещением; 4 -

пункты детального изучения сейсмогенных трешен 1992 г., 5- области интенсканого позднечетвертичного осадконакопления Figure 25. Active tectonics of the Erzincan basin, North Anatolian fault zone, Eastern Turkey [Trifonov et al., 1993]

(1-3) Active factors (1) with destral offsets, (2) with vertical offsets, (3) with unknown offsets; (4) sites of the detailed studies of the 1992 seismic ruptures, (5) areas of intensive Holocene sedimentation

описаны многочисленные случаи правых смещений речных и овражных долин и других молодых форм рельефа на десятки и сотни метров [Allen. 1975; Barka, 1992; Saroglu, 1988; Tatar, 1975; Trifonov et al., 1993, 1994,; Wallace, 1968]. Сейсмотектонические последствия катастрофических землетрясений ХХ столетия описаны рядом исследователей [Allen, 1975; Barka, 1992; Pavoni, 1961], но наиболее полно — Н.Амбрейсисом [Ambraseys, 1970, 1975, 1988]. В итоге этих событий 3/4 длины Северо-Анатолийской зоны оказались активизированными, испытая правый едвиг до 4,5 м (до 7,5 м при землетрясении 1939 г. [Barka, 1992]) при изменчивой вертикальной составляющей до 2,5 м, а на двух непротяженных участках до 5 м. Чаще поднималось северное крыло.

13 марта 1992 г. в районе г. Эрзинджана произошло землетрясение с магнитудой 6,8. При этом на северном богту Эрзинджанской впадины (рис. 25) возникла прерывистая полоса трещин, частично сояпалающая с сейсмогенным разрывом 1939 г. но главным образом наращивающая его на юго-восток. Трещины, как правило, зияющие, расположены эшелонированно друг относительно друга и часто характеризуются поднятием северо-восточных крыльев до 10, редко 20 см [Trifonov et al., 1993]. Эшелонированность расположения трещин указывает на правосдвиговую составляющую перемещения, которое в одном месте определено в 10 см.

Данные о суммарных позднекайнозойских правосдвиговых смешениях по Северо-Анатолийской зоне обобщил А.Барка [Barka, 1992]. Они составляют 30-40 км на востоке зоны между городами Варто и Амасия, уменьшаются до 25-30 км в центральной части зоны между городами Амасия и Балу и вновь возрастают до 30-38 км на западе зоны, где распределены между двумя ее ветвями. При этом смещение по южной ветви к западу уменьшается от 22-25 до 8 км, а по северной ветви возрастает от 8 до 30 км.

Для оценки скорости движений наибольший интерес вызывают смещения крупных речных долин, которые здесь, как и в соседних регионах, были заложены, вероятно, в самом конце плиоцена – около 1.8-2 млн лет назал. Они представлены смещениями долин р. Сакария на 22 км на западе зоны (по ее южной ветви), р. Кизилирмак на 26+2 км в центре и рек Евфрат и Пери-Суйу на 35-40 км на востоке зоны между Эрзинджаном и Карлиова. И.Гаудемер и его соавторы [Gaudemer et al., 1989] оценили величину смещения долины Евфрата в 50 км. По нашим данным, имеются геоморфологические признаки существования в северном крыле разлома древней брошенной долины, севернее сливающейся с современной долиной Евфрата. Если в прошлом его русло проходило по этой долине, смещение составляет 35-40 км, что совпадает с оценкой А.Барка. Принимая указанные величины смещений долин и их заложение 1.8-2 млн лет назал, получаем скорость слеига в восточной и западной частях зоны 18-20 мм/год и в ее центральной части 13 мм/год. По данным А.Кираци [Kiratzi, 1993], рассчитавшей скорость движения по тензорам сейсмических моментов современных землетрясений, она составляет в

среднем 23 мм/год, возрастая с запада на восток от 16 до 27 мм/год. По данным космической геодезии, полученным техникой GPS, скорость современного сдвига достигает 26 мм/год [Reilinger, Barka, 1997].

Детальные исследования, провеленные Т.П. Ивановой, А.С.Караханяном и автором в 1991 г. в области пересечения Северо-Анатолийской и Восточно-Анатолийской зон, показали, что запалнее пересечения с Восточно-Анатолийской зоной Северо-Анатолийская зона состоит из нескольких сходящихся к западу ветвей, северная из которых продолжается к востоку от пересечения, представляя там рассматриваемую зону (см. рис. 21). Эта ветвь активна сейчас, тогла как к югу активность ослабевает и самая южная ветвь неактивна. Аналогичным образом. Восточно-Анатолийская зона южнее Северо-Анатолийской состоит из нескольких ветвей, восточная из которых наиболее активна сейчас и продолжает разлом, представляющий зону севернее пересечения. Мы интерпретировали эту особенность строения следующим образом

(рис. 26). В некий момент времени полвижка вдоль одной из пересскающихся зон нарушает непрерывность другой, что препятствует перемешению по ней. Возникает новая вствь смешенной зоны, восстанавливающая ее непрерывность. Подвижка вдоль этой зоны смещает первую, вызывая и там необходимость образования новой разломной ветви, восстанавливающей непрерывность зоны и т.д. В итоге создается описанный структурный рисунок, при котором каждая из зон оказывается несколько изогнутой в области пересечения [Trifonov et al., 1993, 1994.], Поскольку вдоль Северо-Анатолийской зоны движения происходят быстрее, расстояние между ее ветвями и степень искривления меньше, чем у Восточно-Анатолийской зоны.

Итак, в четвертичное время северный дрейф Аравийской плиты, встречая сопротивление холодной литосферы Черноморской впадины, раздваивается, трансформируясь, с одной стороны, в деформации и перемещения Малокавказской дуги с вышеописанными следствиями этого про-



Рис. 26. Активные разламы пересечения Северо-Анатолийской и Посточно-Анатолийской зон (a) и привпичиальноя схема их развития (b) [Trifonov et al., 1993] Условные обозначения см. на рис. 13

Figure 26. Intersection of the North Anatolian and East Anatolian fault zones (a) and principal scheme of the progressive development of the fault junction tectonics (b) [Trifonov et al., 1993] See Figure 13 for the legend цесса и, с другой стороны, в движение Анатолийского блока, ограниченного Северо-Анатолийской зоной раздомов. Новообразуемые ветри Восточно-Анатолийской зоны отторгали от Аравийской плиты все новые участки, которые вовлекались в движение анатолийских масс к западу (и юго-западу, по оперяющим Северо-Анатолийскую зону разломам) – в сторону Эгейского моря. Перемещение горных масс на северо-запад от Эгейского моря затруднено относительной современной стабильностью Динарид, зажатых между Адриатическим выступом, на который надвигаются Апеннины, и Мизийской плитой. Поэтому в результате описанного движения Анатолии происходило скучивание горных масс в Эгейском регионе и его субмеридиональное удлинение. Однако удлинение к северу ограничено Родопским массивом и выражается дишь в небольших левосдвиговых смещениях по молодым разломам северо-западного простирания [Pavlides, Kilias, 1987; Pavlides et al., 1990] В итоге основное удлинение осуществлялось в юго-юго-западном (McKenzie, 1978] направленик и определяло два тектонических процесса.

Во-первых, на южном фланге удлиняющегося Эгейского региона происходило надвигание Крито-Эллинской дуги на Ионическую впадину Африканской плиты. Формирование дуги представляется, таким образом, результатом не только субдукции Африканской плиты, но и встречного движения евразийских масс. При этом дуга сопровождается мантийной сейсмофокальной зоной глубиной до 250 км, наклоненной на север, а в тылу – известково-щелочным вулканизмом.

Во-вторых, севернее дуги формировались грабены, сбросы и другие структуры растяжения. Подобно трешинам в движущемся полузастывшем лавовом потоке, эти структуры очерчивают дуги, выпуклые в направлении движения. На Анатолийском побережье (район Мендересского массива) и на востоке Эгейского моря структуры растяжения простираются широтно или на запад-юго-запад, а в Греции (грабены Коринфа, Формопил-Аталанти и др.) — на юго-восток. В процессе их развития происходило утонение и перерождение коры и формирование морской впадины. Более подробно механизм ее образования рассмотрен в следующем разделе при сравнении Эгейской впадины с Тирренской и Паннонской.



Рис. 27. Векторы современных перемещений в Восточвом Средиземвоморые по данным GPS-измедений, рассчитязные для модели тетерогенной среды, нарушенной разломами [Drewes, Geiss, 1990]

Элерды - пункты наблюдений

Figure 27. Vectors of the present-day deformation in the Eastern Mediterranean by the GPS data, calculated for the non-homogeneous faulted model [Drewes, Geiss, 1990] Stars show points of observation

Изложенная модель четвертичной тектоники Анатолийского и Эгейского регионов, основанная на анализе движений по активным разломам, подтвердилась результатами повторных космогеодезических наблюдений техникой GPS [Drewes, Geiss, 1990; Oral et al., 1991]. Оказалось, в частности, что векторы современных движений Крито-Эллинской дуги на юго-юго-запад не меньше векторов встречного перемещения Африканской плиты (рис. 27). Геологические исследования и палеомагнитное изучение зоцен-олигоценовых и миоценовых отложений в Эгейском регионе и Крито-Эллинской дуге показали, что подобный процесс происходил с конца миоцена и привел за это время к изгибу дуги и к соответствующему удлинению Эгейского региона в юго-югозападном направлении на 200-300 км, т.е. примерно на треть первоначальной ширины [Le Pichon, Angelier, 1979; Angelier et al., 1982; Eaженов, Буртман, 1990].



1.5. Альпийская Европа

1.5.1. Тектонические зоны и их характеристика

Под названием Альпийской Европы объединены горно-складчатые сооружения Динарид, Балкан, Карпат, Альп, Пиренеев, Аленнин, Сицилии, Телль-Атласа, Эр-Рифа, Бетских Кордильер и пограничных с ними морских и межгорных впадин: Паннонской, Тирренского, Лигурийского и Альборанского морей и др. Две главные структурные линии или, точнее, зоны определяют общую структурную зональность региона. Это, во-первых, современная граница Альпийского пояса с Африканской плитой; во-вторых, сутура с примыкающими к ней чешуями и покровами мезо-Тетиса, т.е. северная граница Африканской плиты до замыкания последнего (рис. 28).

Африканская литосферная плита представлена на южном фланге Альлийского пояса Европы впадиной Ионического моря с утоненной континентальной и частично субокеанической корой, Адриатическим выступом с континентальной корой, на юге утоненной, и Африканской континентальной платформой. Современная северная граница плиты проходит вдоль Крито-Эллинской дуги с Эллинским желобом перед ее фронтом, северо-западнее огибает Адриатическое море и расположенную на его северо-западном побережье Ломбардскую низменность, продолжается вдоль Калабрийско-Сицилийской дуги и южной части горно-складчатых сооружений Телль-Атласа и Эр-Рифа, достигая Атлантического океана юго-западнее Гибралтара. В этой системе Адриатический выступ подобен северному выступу Аравийской плиты и Пенджабскому выступу Индийской платформы.

Офиолитовая мегазона мезо-Тетиса продолжает на северо-запад через Эгейское море, где местами вскрыта на Кикладах, аналогичную мегазону Центральной Анатолии. Офиолиты обнажаются в тектонических покровах и чешуях Эллинид и Линарил (Субпелагонийская, Варларская, Златиборская, Сербская зоны), в Мурешской зоне Южных Карпат, в Трансильванских покровах Восточных Карлат, на севере Паннонской впадины и фиксируются скважинами под чехлом Паннонской и Трансильванской впадин и Закарпатского межгорисго прогиба [Баженов, Буртман, 1990]. Как и в Анатолии, здесь среди офиолитов находятся массивы с доальлийской континентальной корой, тяготеющие по характеру отложений юры и начала мела либо к африканской (Пелагонийские), либо к евразийской (Бихорский) окраинам Тетиса

Рис. 28. Неотектовика Альлийской Европы, по данный: [Тектоинческая карта ..., 1979, 1994; Милановский, 1987; Рыйр, 1982] 1 - Африканская плита; 2 - Антиатлас - активизированная в новейшее время часть Африканской плиты; 3 - палеозоны Западкой Европы и Северо-Заладной Африки; 4 - Восточно-Европейская докембрийская платформа; 5 - Мизийская плита; 6 - новейшие горные сооружения на месте альпийских покровно-склацчатых структур, включая срединные массивы; 7 - олитонся но плиты; 6 - новейшие горные сооружения на месте альпийских покровно-склацчатых структур, включая срединные массивы; 7 - олитонся но новейпич кая моласса рифтов, межгорных впадин и предгорных прогибов; 8-16 - новейшие разоны! 8 - развиваться на позлей (поздний миюцен) стадки неотектонического этапа (9-достоверные, 10 - предполятаемые), 11 - сбросы, 12 - сдвиги, 13 надвиги, 14 - выход на поверхность современной глубиной сейсмофокальной зоны, 75 - флексурно-разломная зона, 16 - разлестичая моласство напозлей (поздний миюцен) стадки неотектонического этапа (9 - достоверные, 10 - предполятаемые), 11 - сбросы, 12 - сдвиги, 13 надвиги, 14 - выход на поверхность современной глубинной сейсмофокальной зоны, 75 - флексурно-разломная зона, 16 - разлекация неотектонического этапа, 18 - на поздней стадии неотектонического этапа; 19 - карравление вридения блока Корскка-Сарлиния: 20 - коринейцие пействующие и полнечиные плукания: 21 - коринейшие подя новейших вулкавитов

Сардыния; 20 - крупнейшие действующие и поэднечетвертичиые вулканы; 21 - крупнейшие поля новейших вулканитор Цифры на карте. 1-10 - новейшие горно-складиатые сооружения: 1 - Пиренеи, 2 - Бетские Кордильеры, 3 - Эр Риф, 4 - Телль-Атлас, 5 - Аленнины, 6 - Альпы, 7 - Карпаты, 8 - Балканы, 9 - Динариды, 10 - Эллиниды; 11-13 - крупнейшие зоны разломов: 11 -Крито-Эллинская дуга, 12 - Сицилийско-Калабрийская дуга, 13 - Азоро-Гибраттарский разлом. 14-21 - рифты: 14 - Нижнерейнский, 15 - Гессенский, 16 - Верхнерейнский, 17 - Ронский, 18 - Лионского зализа, 19 - Кампидано, 20 - Пантеллерийская зона, 21 - оброс Сицилийского порога; 22-29 - рифтогенные и изометричные владины; 22 - Северо-Балеарская, 23 - Южно-Балеарская, 24 - Альборанская, 25 - Литурийского моря, 26 - Тирренская, 27 - Эгейская, 28 - Паннонская, 29 - Грансильванская; 30 - 92-2 Североные окранны Африканской плиты: 30 - реликты Адриатического выступа, 31 - Моничская владина, 22 - Левантская звладина

Figure 28. Neotectonic map of the Alpine Europe, after [Тектоническая карта..., 1979, 1994; Милановский, 1987; Philip, 1982]

(1) African plate; (2) Antiatlas as neotectonically active part of the African plate; (3) Paleozoides of Western Europe and northwestern Africa; (4) East European Precambrium platform; (5) Mizian plate; (6) neotectonic mountain systems, succeeding to the alpine thrusted and folded structures including ancient massives; (7) Oligocene-Quaternary molasse in rifls, intermountain basins and foredeeps; (8-16) neotectonic faults; (3) faults developed during the earlier (Oligocene-Middle Miocene) stage of the neotectonic epoch, (9) proved and (10) assumed faults created or continuing to develop during the late stage of the neotectonic epoch, (11) normal faults, (12) strike-slip faults, (13) thrusts, (14) continuation of recent deep-seated seismic local zone in the land surface, (15) flexture-lault zone, (16) flaults with unknown sense of motion; (17, 18) predominant direction of rock motion during the earlier (17) and late (18) stages of the neotectonic epoch; (19) rotation of the Corstea-Sardinia block; (20) greatest active and Late Quaternary volcances; (21) largest fields of Late Cenozoic volcanites

(17, 18) predominant direction of rock motion during the earlier (17) and late (18) stages of the neotectonic epoch; (19) rotation of the Corsrea-Sardinia block; (20) greatest active and Late Quaternary volcances; (21) largest fields of Late Cenozoic volcanites Neotectonic mountain systems: the Pyrenees (1), the Belie Cordilleras (2), the Er Rif (3), the Tell-Alfas (4), the Apennines (5), the Alps (6), the Carpathians (7), the Balkans (8), the Dinarides (9), the Hellenides (10). Major fault zones: Crete-Hellenide arc (11), Sicily-Calabria arc (12), Azores-Gibraltar fault (13). Rifts: Lower Rhine (14), Hessen (15), Upper Rhine (16), Rhone (17), Gull of Lion (18), Campidano (19), Panlellerian zone (20), normal fault of the Sicily Threshold (21). Rift-type and isometric basins: North Baleares (22), South Baleares (23), Alboran (24), Ligurian Sea (25), Tyrrhenian (26), Aegean (27), Pannonian (28), Transilvanian (29). Northern margin of the African plate: relicts of the Adrian block (0), Ionian Basin (31), Levant Basin (32)

В Западных Альпах реликты океанической части мезо-Тетиса представлены покровами Пьемонтской зоны, в которой офиолиты ассоциируют со сланцами юры и нижнего мела. Ес корневой областью, т.е. собственно сутурой, считается расположенный южнее Периалриатический шов. В Западно-Альпийской части шва - зоне Ивреа-Ланцо в крутопадающих чешуях обнажены лерцолиты и залегающие выше метабазиты, кислые гранулиты и гнейсы, рассматриваемые как деформированные образования верхов мантии и низов герцинской континентальной коры края Адриатического выступа [Mehnert, 1975]. Юго-западное прололжение Пьемонтской зоны слагает покровы Восточной Ковсики. В Восточных Альпах эта зона сейчас перекрыта покровами южной окраины мезо-Тетиса и обнажена лишь в тектонических окнах Энгалин. Тауерн. Вексель и Рехниц.

В Северных Апенниках офиолиты слагают надвинутые с запада Внутренние Лигурийские покровы. Офиолиты сменяются кверху известняками титона-неокома, глинистыми и флишевыми толщами верхнего мела и нижнего палеогена [Хаин, 1984]. Офиолиты есть и в основании Внешних Лигурийских покровов, представляющих собой область, переходную к юго-восточному склону Тетиса. Более высокая часть разреза здесь сложена флишем сантона-эоцена. Однако западнее г. Генуи эти флишевые толши подстилаются глинистым медом и карбонатами юры и верхнего триаса, Аналоги Лигурийских покровов выделены в Южных Апеннинах и Сицилии [Bigi et al., 1989]. Наконец, во Внутренней зоне Бетских Кордильер наряду с метаморфическим палеозойским комплексом присутствуют серпентивиты и эклогиты, которые, возможно, являются реликтами мезозойской океанической коры [Тектоника..., 1978].

Таким образом, если восточнее Адриатического выступа можно говорить о пространственно разобщенных другими зонами реликтах мезо-Тетиса и современной границе Африканской плиты (или сутуре нео-Тетиса), то западнее выступа они сближаются и, по существу, представляют собой элементы единой развивающейся мегазоны. Как будет показано дальше, само понятие мезо-Тетиса там теряет смысл, поскольку Тетис существовал до зоцема.

Под Адриатическим выступом, как и Южными Альпами, вероятно, находится континентальная кора, подобная фрагментарно обнаженной в

зоне Ивреа-Ланцо. Она сформировалась или была переработана в герцинское время. Осадочный чехол Адрии начинается эвапоритами верхнего триаса, выше которых до олигоцена или нижнего миоцена отлагались мелководные карбонаты, лишь в отлельных горизонтах приобретающие черты более глубоководных образований [Хаин, 1984]. По данным К.Рейтера и его соавторов [Alps..., 1978], отложения подобного типа на континентальной коре продолжаются под тектоническими покровами Аленнин почти до западного побережья Италии. В Адриатическом море и Ломбардской низменности мелководные отложения выступа перекрыты морским и континентальным молассовым комплексом, формирующимся с конна олигонена поныне.

Осадочный чехол Южных Альп сходен с домолассовым чехлом Адрии. Он сложен в основном карбонатами, среди которых в средней-верхней юре и мелу наряду с мелководными появляются и более глубоководные, чем в Адрии, фации. Они могут интерпретироваться как фации глубокого шельфа и континентального склона. В палеогене накапливался флиш. Преимущественно карбонатные породы мезозоя, вместе с образованиями фундамента, сейчас слагают тектонические покровы Восточных Альп. Среди них различаются верхние, средние и нижние покровы, последовательно представляющие собой первично все более северные тектонические зоны, приближавшиеся к глубоководной части мезо-Тетиса [Tollmann, 1977]. Среднемеловой возраст покровов доказывается несогласным перекрытием их контактов мелководными грубообломочными отложениями сенона - низов палеогена [Хаин, 1984].

Тот же ряд перехода от мелководных фаций на континентальной коре Адрии к более глубоководным фациям на утоненной коре переходного типа намечается в Динаро-Карпатском сечении Альпийского пояса [Тектоника..., 1978; Хаин, 1984; Баженов, Буртман, 1990]. Если на Адриатическом побережье в Далматской зоне преобладают неритовые карбонатные фации с горизонтами звапоритов от верхней юры до зоцена, то в более северо-восточных зонах Внешних Динарид, например, в зонах Бутвы и Боснии, появляются и лелагические фации. Последние присутствуют также в разрезах Гемеро-Тагранской мегазоны Карпат, продолжающей к востоку зону Восточно-Альпийских покровов. Показательно и изменение
в этих зонах времени накопления флиша, рассматриваемого как фация подводных склонов в эпохи значительных горизонтальных перемещений. В Гемеро-Татранской мегазоне они начали накапливаться в альбе—туроне и затем образовали мощный палеогеновый неоавтохтон. Столь же ранний терригенный флиш отмечается в Боснийской зоне Внешних Динарид. Юго-западнее флиш появляется в начале палеогена, а в Далматской зоне только в позднем эоцене.

Апеннинский, или Лигурийский, склон Адрии прелставлен с востока на запад Умбрийским покровным комплексом, Тосканским параавтохтоном и налвинутым на них с запада Тосканским покровом [Хаин, 1984]. Для мезозойского осадочного чехла здесь характерно присутствие верхнетриасовых эвапоритов, по которым происходил срыв обоих покровных комплексов, а выше - карбонатных, коемнистых и пелитовых пород, среди которых существенную роль играют пелагические фании. Тенленнии изменения возраста флиша те же, что и в Карлато-Динарском регионе; в Умбрийской зоне флиш появляется в среднем миоцене, западнее - волигоцен-миоцене и, наконец, в зоне Тосканского покрова - в олигоцене. В Тосканском параавтохтоне присутствует метаморфический палеозой, а вышележащий чехол по олигоцена включительно также метаморфизован до зеленосланиевой фании.

В Калабрии под восточновергентными офиолитовыми покровами залегают покровы с преимущественно карбонатными разрезами триаса – нижнего миоцена, причем верхняя пластина, представляющая собой первично более западную зону, сложена более глубоководными образованиями.

В Телль-Атласе, Эр-Рифе и Бетских Кордильерах наблюдается последовательное надвигание от внутренних зон с выходами палеозоя срединных «микромассивов» Тетиса, к периферии. В покровных и надвиговых пластинах восстанавливается следующая зональность [Тектоника..., 1978; Хаин, 1984]. Ближе всего к внутренним массивам находилась зона Известнякового хребта с преимущественно карбонатными разрезами верхнего триаса – палеогена. Далее следовала зона мел-палеогенового флиша, которая в Бетских Кордильерах есть лишь на западе, где в ее составе присутствует и нижний миоцен, и выклинивается 9 40 км восточнее г. Гренады. Далее к югу перед Эр-Рифом и Телль-Атласом выделяется складчато-надвиговая зона, представляющая собой первоначально глубоководный и широкий прогиб юрско-зоценового возраста, в котором преобладают флиш и пелагические известняки. В Эр-Рифе они залегают на эвапоритах триаса, а в Телль-Атласе начинаются с нижнего мела, сменяя мелководные юрские карбонаты. Наиболее глубоководные фации находились в северной части прогиба, сейчас тектонически перекрытой флишевой зоной. В Эр-Рифе, где прогиб сохранялся до начала плиоцена, его ось с середины зоцена смещалась к югу, а северная часть становилась все более мелководной и в среднем миоцене стала областью поднятия [Хаин, 1984].

Более сложная зональность выявлена на северном краю Тетиса. В Западных Альпах севернее Пьемонтской зоны выделяются последовательно: Бриансонское поднятие, характеризовавшееся с лейаса отложением маломощных карбонатов; Валисская зона, где на известковистых сланцах юры и нижнего мела залегает верхнемеловой и нижнепалеогеновый флиш; Гельветско-Дофинейская зона, сложенная юрско-меловыми осадками эпиконтинентального моря, но в южной части представленная более глубоководными фациями, а на востоке — флишем. Бриансонская зона прослежена на Корсику и в Восточные Альпы, где вскрыта в тектоническом окне Тауэрн.

Вдоль северного края Западных и Северных Внутренних Карлат протягивается длинная зона Пьенинского прогиба, в котором формировались коемнисто-Известняковые юрско-меловые отложения в неритовых и пелагических фациях с проявлениями флиша в верхнем мелу и эоцене. В Восточных и Южных Каопатах ее продолжает Каменнопотоцко-Поречская зона, представляющая собой шоя окраинного бассейна, закрытого в середине мела [Баженов, Буртман, 1990]. На Балканах и Восточных Карпатах севернее и восточнее офиолитовой мегазоны М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1950] выделяют Родопо-Понтическую мегазону, продолжающуюся сюда из Северной Анатолии. Балканскую часть мегазоны отличает обилие массивов доальпийской континентальной коры. Локальные прогибы этой зоны выполнялись в ограниченные интервалы времени флишевыми отложениями. Каменнопотоцко-Поречская зона первоначально располагалась между Родопо-Понтической и Карпато-Балканской (Флишевой) мегазонами. Последняя распространена вдоль всех Северных и Восточных Карпат, протягиваясь сюда из Восточных Альп, и продолжается в Предбалканье. Мегазона сложена флишевыми толшами, которые в се внутренних (южных и западных) частях имеют нижнемеловой, а во внешних — верхнемеловой и палеогеновый возраст. Возможным аналогом этих толщ А.Толлман [Tolimann, 1977] считает флиш Ультрагельветских покровов.

Пиренеи представляют собой как бы второе продолжение Западных Альп, заложенное на преобразованной герцинской континентальной коре [Маттауэр, Анри, 1977; Хаин, 1984]. В апт-альбе оно испытало раздвигание, и в возникшем прогибе накопились карбонатно-глинистые отложения значительной мощности. Позднее в центре прогиба возникло осевое поднятие, по обе стороны которого до зоцена продолжалось накопление флиша.

Перечисленные тектонические зоны Альпийского пояса подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям и во многих местах слагают тектонические покровы. В структуре Альп решающее значение имеет надвиг земной коры Южных Альп на север. Сорванные и выдавленные этим движением более северные зоны залегают в покровах с северной вергентностью, причем толши верхних покровов первично располагались южнее толщ, слагающих нижние покровы. Область покровов изгибается на юго-запад и продолжается на Корсике. В Восточных Альпах тектонические покровы пород южноальпийского типа (восточноальпийские, или австроальпийские) перекрывают тектонические зоны осевой части и северной окраины Тетиса вплоть до Флишевой. В Северных Карпатах Гемеро-Татранская мегазона имеет целиком аллохтонное залегание и нахолится сейчас севернее офиолитов осевой зоны Тетиса. Расположенная перед фронтом Гемеро-Татрид Пьенинская зона превращена в узкий шов, а более северная Флишевая мегазона многократно сужена за счет складчатости и наслоения надвиговых чешуй [Баженов, Буртман, 1990]. Отмечается также значительное надвигание Флишевых Карпат на герциниды Центральной Европы и Восточно-Европейскую докембрийскую платформу, а Южные Карлаты надвинуты на Мизийскую плиту. В Северных Карпатах крупнейшим является Могурский покров амплитудой не менее 60 км [Pozaryski, Dembovski, 1984]. Данные сейсмопрофилирования позволяют проследить форланд Западных Карпат под тектоническими покровами не менее, чем на 100 км [Тотес, 1984]. Южная часть Восточных Карпат, по магнитно-теллурическим данным, надвинута на Восточно-Европейскую платформу и Мизийскую плиту на расстояние более 60 км [Станике, Висарион, 1987].

В Юго-Западных Альпах вблизи Периадриатического шва Пьемонтская и Бриансонская зоны обнаруживают признаки юго-восточной вергентности. Такую же вергентность имеют складки и надвиги Южных Альп. Юго-западная вергентность надвигов и покровов характерна для Динаоид и Эллиния. В Апеннинах тектонические покровы надвинуты на северо-восток. По меде изгиба Калабрийско-Сицилийской дуги вергентность покровов становится восточной в Калабрии, южной в Сицилии, Телль-Атласе и Эр-Рифе. На западе Эр-Рифа, в области Гибралтарской дуги, покровы, надвиги и складки приобретают западную, а в Бетских Кордильерах – северо-западную и северную вергентность. Внутренние зоны Телль-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер участвовали в надвигании, будучи существенно деформированы на более ранних стадиях альпийского тектогенеза.

В Пиренеях мезозойские и кайнозойские толщи смяты и надвинуты в обе стороны от осевого поднятия. Минимальная амплитуда поперечного сокрашения и надвигания определена М.Маттауэром и Ж.Анри (1977) в 50 км. Вероятно, она значительно больше, поскольку амплитуда одного лишь фронтального Северо-Пиренейского надвига достигает на западе 35 км, а вся Южно-Пиренейская зона шириной 50–70 км сорвана с палеозойского основания [Хаин, 1984].

По мере развития складчато-надвиговых систем в горные сооружения перед ними возникали передовые прогибы, выполнявшиеся морской или континентальной молассой. Такой прогиб формировался перед Центральными и Восточными Альпами в олигоцене и раннем миоцене, а на востоке до раннего плиоцена. Передовой прогиб, окаймляющий Карпатскую дугу, интенсивно развивался в неогене, а на юге и в антропогене. Общий для Апеннин, Южных Альп и Динарид Адриатический прогиб развивается с миоцена поныне и достиг наибольшей мощности молассы, свыше 7 км по подошве плиоцена, вблизи Апеннин [Bigi et al., 1989]. С миоцена развиваются передовые прогибы Телль-Атласа, Эр-Рифа и запада Бетских Кордильер. Подобные прогибы, выклинивающиеся к востоку, есть по обе стороны Пиренеев. Они опускались в олигоцене и миоцене. Как правило, внутренние склоны прогибов, прилегающие к горно-складчатым сооружениям, вовлечены в их покровно-складчатые деформации и частично перекрыты надвинутыми на них горными породами орогена. Местами отмечается омоложение таких нарушений внутрь прогиба. На апеннинском склоне Адриатического прогиба интенсивность и ширина пояса молодых надвигов и покровов коррелируется с глубиной опускания.

В тех участках горно-складчатого пояса, где передовой прогиб отсутствует, молодые складки, надвиги и сопряженные с ними сдвиги нарушают соседние платформенные области. Таковы дислокации Юрских гор перед Западными Альпами, края высокого плато на востоке Алжира, Предбетской зоны. Более крупным образованием подобного типа представляется пояс деформаций Южных Атласид, протягивающийся от Туниса до Марокко на расстояние свыше 2000 км. Он образован складчато-блоковыми поднятиями, которые ограничены и разделены надвигами, взбросами или взбросо-сдвигами и развились на месте мезозойских рифтоподобных впадин [Stets, Wurster, 1982].

1.5.2. Рифты, рифтоподобные и изометричные новейшие впадины

Важной особенностью Аьпийского пояса Европы и его обрамлений являются новейшие рифтоподобные и изометричные впадины, отличные от межгорных впадин типа Венской, Закарпатской, Трансильванской, которые развивались одновременно с соседними горными хребтами и обычно конформны им. Среди рифтогенных и изометричных впадин намечается несколько типов.

Первый тип представлен грабенами с несколько утоненной континентальной корой. Эти грабены – часть кайнозойской рифтовой системы. Приводимое ниже ее описание заимствовано из обобщающей работы Е.Е.Милановского [1987]. Вне Альпийского пояса система образована Нижнерейнским грабеном северо-западного простирания, Гессенским, Верхнерейнским и Ронским грабенами северо-северо-восточного простирания. Верхнерейнский и Ронский грабены расположены кулисно друг относительно друга и сочленяются системой небольших эшелонированно расположенных нарушений, подобных тем, что описаны ниже на сочленении рифтовой зоны Исландии с соседними участками Срединно-Атлантической рифтовой системы. В пределах грабенов и их окрестностей известны вулканические проявления шелочно-ультраосновного, щелочно- базальтового и щелочного состава, одновозрастные грабенам, а местами и более ранние.

На продолжении Ронского грабена к югу, в Западном Средиземноморье, расположен пучок грабенов и грабенообразных впадин, простирание которых изменяется от юго-запалного (Лионский залив, Северо-Болеарская владина) до субмеридионального (грабен Кампидано на Сардинии). Южная часть грабена Кампидано, отгибающаяся на юго-восток, выполнена кайнозойскими осадочными толщами, тогда как северная часть сложена глаяным образом андезитами, распространяющимися и за пределы грабена. Они извергались с конца олигоцена до среднего миоцена, но максимум активности приходится на ранний миоцен. Позднее, в плиоцен-четвертичное время, эти извержения сменились базальтовыми и шелочными.

Второй тип описываемых структур, наряду с грабенами, местами представлен отдельными сбросовыми устудами. Эти сбросы и грабены, нередко с правосдвиговой составляющей смещений, простираются на юго-восток, реже на юг на коре различного типа. Они продолжают на юго-восток грабен Кампидано, захватывают Тирренское море, пересекают Африкано-Сицилийский порог, образуя там Пантеллерийскую систему ступенчатых грабенов и горстов, нарушают Тунисский Атлас и заканчиваются грабенами Ливии. В Пантеллерийской системе отмечены вулканические образования базальтового и щелочного состава. Протяженная субмеридиональная сбросовая зона амплитудой до 4 км протягивается на юг от восточного края Сицилии, ограничивая с востока Африкано-Сицилийский порог. К зоне приурочены извержения Этны и небольших подводных вулканов.

Структуры первого и второго типов могут рассматриваться как единая Рейнско-Ливийская рифтовая мегасистема [Милановский, 1987], пересскающая Альпийский пояс и кулисно подставляемая на востоке рифтовой мегасистемой Красного моря и Восточной Африки.

Третий тип представлен Лигурийской впадиной, которая имеет форму вытянутого треуголь-

ника с системами сбросовых уступов влоль восточной и северо-западной сторон. К г. Генуя уступы сближаются, орос доляя узкий гоабен, который севернее продолжается левослвиговой зоной Сестри-Вольтаджие и расположенным по другую сторону Паланского прогиба слангом Джудикария, смещающим влево примерно на 70 км Периадриатический шов [Rod, 1979]. Лигурийская впалина имеет по краям утоненную континентальную кору, а в центре субокеаническую. Западнее Корсики в сейсмическом разрезе эпадины под 5-8километровым слоем неоген-четвертичных осадков выделяются второй и третий океанические слои общей мошностью 3-7 км и под ними поверхность Мохоровичича с граничными скоростями продольных волн 8,0-8,4 км/с [Le Douran et al., 1984]. Впадину характеризует высокий тепловой лоток.

Образование Лигурийской впадины объясняют растяжением при повороте Сардино-Корсиканского блока против часовой стрелки примерно на 30°. Поворот обоснован палеомагнитными данными [Edel, Lorischer, 1977]. Возраст вращения датируется ранним мисценом (20,5–19 млн лет) [Montigny et al., 1981] – эпохой максимальных вулканических извержений на Сардинии. Вращению могдо предшествовать поступательное отодвигание блока к востоку, начавшееся в конце олигоцена. Тогда же одновременно с «прарифтом» Лигурийского моря, вероятно, заложился и грабен Кампидано.

Четвертый тип впадин резко отличается от предыдуших изометричными очертаниями. К нему относятся Тирренская и Паннонская владины. У которых много общего с Эгейской. Подобно Эгейской впалине Тирренская сопряжена со склалчато-надвиговой дугой - Калабрийско-Сицилийской. Под дугу до глубин 350 км погружается под углом около 55° мантийная сейсмофокальная зона [Макаров и др., 1982], а в тылу находится вулканическая дуга Эоловых островов с известковощелочным типом извержений [Хаин, 1984]. Удлинение (растяжение) впадины происходит в Направлении дуги. Оно проявляется, в частности, в формировании внутри впадины грабенов и сбросов, группирующихся в дуги, выпуклые в направлении удлинения [Boccaletti et al., 1985; Bigi et al., 1989]. Палеоматнитное изучение осадочных пород конца плиоцена - нижнего плейстоцена (как и более древних плиоценовых отложений) показало, что в Южной Италии (район г. Матера) они испытали с этого времени вращение против часовой стрелки на 25°, а в Сицилии и на юге Калабрии – по часовой стрелке на 16° [Scheepers et al., 1991]. Общее удлинение впадины оценивается в 290 км. Оно сопровождалось поперечным сжатием со стороны Африканской плиты.

В Тирренском море чередуются участки с утоненной континентальной корой и субокеанической корой. Последняя слагает центральную часть впадины, для которой характерен молодой базальтовый вулканизм [Bigi et al., 1989]. Показателен рисунок магнитных аномалий, которые здесь, как и в Лигурийской и Южно-Балеарской впалинах. имеют округло-пятнистую, а не линейную, как в океанах, форму [Милановский, 1987]. По краям Тирренского моря, на Сардинии и в Тосканском комплексе Северных Апеннин, залегают метаморфизованные палеозойские породы. Они обнаружены драгированием и на севере морской впадины [Милановский, 1987]. Возможно, значительная ее часть представляла прежде один или несколько эпипалеозойских массивов срели офиолитов Тетиса.

Паннонская впадина [Николаев, 1986] заложена на внутренних тектонических зонах Карпат, испытавших до того альпийские покровно-складчатые деформации и смещения. Впадина изометрична, но, в отличие от Эгейской и Тирренской, ее очертания скорее угловаты. чем овальны. Она имеет сложное внутреннее строение и состоит из частных впадин, прогнутых до 5-7 км, и поднятых участков, где фундамент выходит на поверхность или погружен до 1,5 км. Вдоль границ и внутри прогнутых и поднятых участков заметная роль принадлежит сбросам и сбросо-слвигам северо-западного (до широтного) и северо-восточного простираний. По периферии Паннонской впадины расположены межгорные прогибы, выполненные нижне-среднемиоценовыми комплексами осадков и весьма слабо прогибавшиеся в дальнейшем. На территории будущей Паннонской впадины в миоцене имели место извержения кислого, а позднее также среднего состава. В начале позднего миоцена произошло значительное погружение собственно Паннонской впадины, т.е. Большой и Малой Венгерских впадин, удлиненных в северо-восточном направлении. Их опускание и заполнение осадками, хотя и менее интенсивно, продолжалось в плиоцен-четвертичное

время, сопровождаясь базальтовым вулканизмом. Сдвиговые перемещения по новейшим разломам северо-западного и северо-восточного простираний свидетельствуют о расширении впадины в широтном направлении при ее возможном меридиональном сокращении [Rouden et al., 1983]. На такое расширение (удлинение) впадины указывают и склонения векторов остаточной намагниченности миоценовых отложений [Баженов, Буртман, 1990].

Паннонская впадина характеризуется мошностями коры от 27.5-30 км на краях до 23-25 км в Большой Венгерской впадине, причем на долю консолидированной части коры приходится 20-25 км [Николаев, 1986]. Это значительно меньше мощности коры в Динарилах и Западных Карпатах (35-40 км) и, тем более, Восточных Карпатах (60-65км). Сокращение коры под Паннонской впадиной происходило главным образом за счет утонения ее высокоскоростной нижней части. Юго-восточнее впалины, пол южной частью Восточных Карпат. выделяется мантийная сейсмофокальная зона Вранча глубиной до 200 км, круто наклоненная на северо-запад и интерпретируемая как область возможного погружения или динамического утолщения литосферы Мизийской плиты, пододвигаемой под Карпаты (рис. 29) [Добрев, Щукин, 1974].

Пятый тип впадин представлен Южно-Балеарской и Альборанской котловинами Заладного Средиземноморья. В их строении совмещены черты рифтов и структур типа Эгейской владины. Подобно грабенам рифтовых зон обе владины линейно вытянуты; но, в отличие от рифтов, они ограничены не прямолинейными, а дуговыми разломами и имсют форму удлиненных овалов. Обе впадины возникли на месте деформированных в ходе альпийского тектогенеза внутренних зон складчатых сооружений с реликтами герцинской континентальной коры. Южно-Балеарская представляется более продвинутой в своем развитии, чем Альборанская. По данным Е.Е.Милановского [1987], Альборанская впадина неглубока (до 2 км) и обладает сильно расчлененным тектоническим рельефом дна, образованным разрывами преимущественно субширотного и северо-восточного простираний.

Соответственно варьирует от 1 до 3 км мощность неоген-четвертичного осадочного чехла впадины. Под чехлом находится утоненная кон-





1- осадочный чехол (S); 2- консолидированная часть земной коры: "гранитный" (К.) и "базальтовый" (К.) слои; 3- изолични выделенной сейсиической энертии, 1000 эрг/км³ с; 4-гипотетическое положение глубинных зон разломов; 5 - каправление сжатия; 6- направление движений; М - поверхность Мохо

Figure 29. Principal interpretative cross section transverse to the Southern Carpathians and the Vrancha mantle seismle zone [Jlo6pen, ILlywan, 1974]

(1) Sedimentary cover (S); (2) consolidated part of the Earth's crust the «granitic» (K,) and «basaltic» (K,) layers; (3) isolines of specific seismic energy, 1000 Erg/km³s; (4) hypothetical location of the deep-seated fault zone; (5) direction of compression; (6) direction of motion; M-the Moho discontinuity

тинентальная кора. Кора Южно-Балеарской впадины утонена больше и, по крайней мере, на отдельных участках является субокеанической. Глубина впадины достигает 3 км, а мощность неоген-четвертичных (и олигоценовых?) осадков — 3-6 км, из которых половина приходится на мессиний и менее мощные плиоцен и антропоген [Милановский, 1987]. Обе впадины окаймлены покровно- складчатыми сооружениями с центробежной относительно впадин вергентностью.

1.5.3. История альпийского тектогенеза и неотектопическая эволюция

История формирования Альпийского пояса Европы, согласно выполненным обобщениям [Тектоника..., 1978; Alps..., 1978; Tollman, 1977; Хаин, 1984; Милановский, 1987; Баженов, Буртман, 1990], представляется следующим образом. В середине мела произошло замыкание океанического бассейна мезо-Тетиса с формированием покровной структуры Динаро-Карпатской области и Восточных Альп. Южные Альпы надвинулись на Пьемонтскую зону, вызвав ее шарьирование на север. Сформировался двусторонний покровный ороген Динарид и будуших внутренних зон Карпат. причем его ось, по данным В.С.Буртмана [1984; Баженов, Буртман, 1990], пересекла сутуру мезо-Тетиса таким образом, что Гемеро-Татриды, возникшие на южной окраине мезо-Тетиса, приобрели северную вергентность, а массивы Бихор и Мечек, тяготевшие к северной окраине мезо-Тетиса, — южную вергентность. Сформированные покровы были перекрыты мелководными отложениями сенона – низов палеогена.

В связи с покровообразованием и позднее в наложенных прогибах происходило накопление флиша (Валисская зона Альп, Гемеро-Татриды, Боснийская зона Динарид). Мошный флишевый прогиб развивался во внешних зонах Альп и Карпат. В Пьенинской зоне до маастрихта продолжалось пелагическое осадконакопление.

Западнее Адриатического выступа меловые движения не привели к замыканию Тетиса, и он сохранялся в виде Лигурийского бассейна. Как относительные поднятия в нем существовали массивы палеозойской континентальной коры. На западе Африки и в Иберии в середине мелового периода (116—80 млн лет назад) они подверглись метаморфизму высоких давлений и деформации, связанной с воздействием расширяющейся Центральной Атлантики [De Yong, 1990]. Южнее Лигурийского бассейна с раннемелового, а в Эр-Рифе – с юрского времени до зоцена развивался глубоководный морской прогиб с флишевым осадконакоплением на северном склоне.

Как показал анализ магнитных аномалий в Атлантике [Srivastava et al., 1990], в верхнеюрское и раннемсловое время Африка отодвигалась от Америки вместе с Иберией, хотя их и разделял морской пролив, связывавший Центрально-Атлантический океан с Тетисом. Поскольку зона растяжения между Америкой и Европой только зарождалась, Европа отодвигалась медленнее, отчего вдоль Пиренеев происходил левый сдвиг. В середине мела (110-85 млн лет назад) здесь имели место метаморфизм, магматизм и растяжение, приведшее к утонению коры и формированию морского пролива между Лигурийским бассейном и Атлантикой [De Yong, 1990]. Но уже с кампана в связи с проникновением спрединга в Северную Атлантику растяжение сменилось сжатием и правым сдвигом вдоль Пиренеев. Сжатие достигло максимума в конце зоцена, когда сформировался в главных чертах двусторонний складчато-надвиговый ороген Пиренеев.

В эту эпоху (пиренейская фаза) произошло окончательное замыкание Лигурийского бассейна с надвиганием Адриатического выступа и образованием перед его фронтом западновергентных лигурийских офиолитовых покровов. Надвигание охватило и Южные Альпы, перед фронтом которых были шарьированы на север породы Пьемонтской и более северных тектонических зон. В раннем-среднем палеогене произошло замыкание и сжатие бассейна Пьенинской зоны Кадпат. Располагавшиеся юго-западнее меловые покровы испытали складчатость, а в Динаридах – и дополнительное надвигание на юго-запад. Во Внешней зоне Карпат и местами в Динаридах накапливался флиш, распространившийся в конце зоцена и в Далматскую зону. Палеогеновое флишеобразование продолжалось также вдоль северного борта глубоководного прогиба Телль-Атласа, тогда как в Эр-Рифе оно сменилось накоплением карбонатов. На продолжении той же зоны в северо-западной части Бетских Кордильер флишеобразование продолжалось с мела до нижнего миоцена.

Таким образом, к концу зоцена Тетис прекратил свое существование, Оказались замкнутыми или тектонически перекрытыми также краевые морские впадины северной окраины Тетиса, аналогичные Черноморской и Южно-Каспийской. На новообразованной континентальной коре возникли мелководные моря и локальные флишевые бассейны. Протяженный прогиб с флишевым осадконакоплением сохранялся на евразийском обрамлении Альпийского пояса, тогда как на африканском обрамлении развивался глубоководный прогиб с флишенакоплением на северном борту. Возможно, он сообщался с Ионической и Левантской владинами бывшей южной окраины Тетиса и с Атлантическим океаном, обособляя Иберию, сомкнувшуюся в пиренейскую фазу с Евразийской плитой.

Начиная с эоцена и раннего олигоцена и не позднее раннего мноцена возникла структурная дуга Карпат. По данным М.Л.Баженова и В.С.Буртмана [1990], она образовалась путем срыва Карпато-Динарских меловых покровов, обладавших



Рис. 30. Геологическая интерпретация сейсмического профиля по линии Корсика - о-в Эльба - Тоскана (Сиения) [Хани, 1984, по данным К.Дж.Райтера и др.]

1- неотен-четвертичные отложения; 2- плиоценовые вулканические породы; 3- автохтонные и аллохтонные отложения Северных Аленнии; 4- метаморфические комплексы Эльбы и Тосканы; 5 - Пеннинско-Лигурийские покровы; 6 - океаническая кора Лигурийского моря; 7 - континентальная кора Адрии; 8 - континентальная кора Корсики и Сардинии; 9 - веркняя мантия

Figure 30. Geological interpretation of the seistric profiling section transverse to the Corsica-Elba-Toscana (Sienna) [Xana, 1984; after K.J.Reitter et al.]

(*i*) Neogene-Quaternary sediments; (2) Pliocene volcanic rocks; (3) autochton and allochton deposits of the Northern Apennines; (4) metamorphic rocks of Elba and Toscana; (3) the Pennine-Ligurian nappes; (6) oceanic crust of the Ligurian Ses; (7) continental crust of Adria; (4) continental crust of Corsica and Sardinia; (6) the upper manile

северо-восточной вергентностью, и их надвигания на север, восток и юг. В раннем одигоцене этот процесс еще не достиг внешних флишевых зон, где продолжалось осадконакопление. Лишь позднее здесь возникли надвиги и складки, сушественно сократившие ширину бывшего прогиба. В начале мисцена флишевые толщи надвинулись на Центрально-Европейские герцинилы. Восточно-Европейскую платформу и отчасти Мизийскую плиту. Надвиги и покровы частично перекрыли и деформировали внутренний борт Предкарпатского передового прогиба. Причиной срыва северо-восточной встви мелового Карпато-Динарского орогена и ее скучивания в ниде Карпатской дуги М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] считают движение Мизийской плиты на северо-запад. Более важным представляется, однако, выдавливание к востоку восточноальпийских зон при северном дрейфе Адрии [Laubscher, 1971; Eesp, 1980; Rouden et al., 1983; Ratschbacher et al., 1991].

В олигоцен-миоцене происходит воздымание Альп, и перед их фронтом образуется и заполняется молассой передовой прогиб, причем в Восточных Альпах он продолжал погружаться и в раннем плиоцене. Покровы Гельветской и более южных зон надвигаются на внутренний борт прогиба. Перед Западными Альпами с позднего миоцена деформируются платформенные отложения Юрских гор. Здесь формируются складки и надвиги, параллельные Альпам, и субмеридиональные левые сдвиги. В начале плиоцена отложения Юры оказываются надвинутыми на грабен Брес (часть Ронского грабена). В то же время, юго-западнее вершины дуги Западных Альп, в Прованских Альпах, возникают субмеридиональные разрывы с правосдвиговыми смещениями [Rod, 1979]. Таким образом, в результате движения дуги Западных Альп на запад-северо-запад перед ее фронтом происходит смятие горных пород с их отжиманием на север и на юг от вершины дуги.

С позднего олигоцена в Альпах развивается еще один важный процесс, который в среднем и позднем миоцене становится определяющим: формирование южновергентной структуры Южных Альп и их надвигание на Адриатический молассовый прогиб. На стыке Южных Альп и Динарид, в районе г. Венеции, надвигание продолжается в плио-плейстоцене [Bigi et al., 1989], а местами и в голоцене, проявляясь в землетрясениях магнитудой до 6,4 [Slejko et al., 1989].

В олигоцене и миоцене воздымается осевая зона Пиренеев, а в соседних Южно-Пиренейской и Северо-Пиренейской зонах продолжается развитие надвигов. Перед этими зонами на западе орогена формируются молассовые прогибы, сминающиеся в пологие, местами гребневидные складки. Восточная часть орогена погружается в Лионский залив.

Одновременно с Альпийским поясом развивается рифтовая система Западной Европы [Милановский, 1987]. В конце зоцена заложились Гессенский, Ронский и соседние с ним более мелкие грабены, а также – южная часть Верхнерейнского грабена. На месте последнего еще в конце мела – начале палеогена возник Верхнерейнский свод с пронизавшими его субвулканическими телами щелочно-ультраосновного состава. В олигоцене и раннем миоцене оформилась вся рифтовая система, развитие которой сопровождалось щелочнобазальтовым и щелочным вулканизмом. Верхнерейнский грабен распространился на север, испытав суммарное поперечное растяжение на 5 км.

Еще севернее образовался Нижнерейнский грабен, а южнее Ронского рифта сформировалась система параллельных грабенов, западная ветвь которых распространилась через Лионский залив на юго-запад, образовав Северо-Балеарскую впадину, а восточная достигла Сардинии, где в условиях интенсивного известково-шелочного вулканизма возник грабен Кампидано. Наиболее значительное растяжение, вероятно, испытывала центральная рифтовая зона. В нижнем миоцене ее раздвигание дополнилось вращением блока Корсика-Сардиния на 30° против часовой стрелки [Edel, Lortscher, 1977; Montigny et al., 1981].

В итоге возникла расширяющаяся к югу центральная котловина Лигурийского моря с субокеанической корой, а блок Корсика-Сардиния пододвинулся под Адриатический выступ (рис. 30) [Alps..., 1978], отчего в районе о-ва Эльба - Тосканы, вероятно, произошло сдваивание коры и воздымание поверхности. Это инициировало северо-восточный дрейф лигурийских покровов (за исключением их корсиканской части, оказавшейся на автохтоне корового надвига). Покровы стали надвигаться на краевые зоны Адрии, вовлекая их в покровообразование, чему способствовало присутствие в разрезах этих зон верхнетриасовых эвапоритов, облегчавших срыв и перемещение. Перед фронтом двигавшихся покровов возникали флишевые бассейны, омолаживавшиеся к востоку [Хаин, 1984]. Развитие аленнинских покровов продолжается в течение всего миоцена, плиоцена и четвертичного периода [Bigi et al., 1989]. В покровообразование вовлекается юго-западный борт Адриатического молассового прогиба, характеризующийся наибольшими погружением и мощностью молассового выполнения. В результате этих воздействий Адриатический выступ, возможно, разворачивается против часовой стрелки на II° [Marton, Nardi, 1991; Marton, D'Andrea, 1991].

На неоген приходятся главные фазы деформаний и смещений в Телль-Атласе. Эс-Рифе и Бетских Кордильерах [Кэр, 1977; Рондель, Симон, 1977; Шуберт, Фор-Мюре, 1977; Хаин, 1984]. Они начались в конце олигоцена - начале миоцена надвиганием внутренних массивов на внешние зоны. В среднем, а в Телль-Атласе еще в раннем миоцене покровообразование и складчатость охватили флишевую зону При этом ось глубоководной впадины, располагавшейся перед фронтом налвигания и дольше всего сохранявшейся перед Эр-Рифом, постепенно смешалась там к югу, а сама впадина приобретала черты передового молассового прогиба. На западе Бетских Кордильер в миоцене также возник передовой прогиб, который в среднем миоцене - раннем плиоцене был вовлечен в налвигание и складчатость. Тогда же, в среднем-позднем миоцене, испытали покровообразование и складчатость Суббетская и Предбетская зоны.

В современной структуре Телль-Атлас, Эр-Риф и Бетские Кордильеры образуют выпуклую на запад дугу с надвиганием внутренних зон на внешние. Казалось бы, такая структура сформировалась в результате западного дрейфа дуги и представляет собой синтаксис, подобный Адриатическому. Аравийскому или Пенджабско-Памирскому. Однако ряд фактов заставляет усомниться в такой интерпретации. Во-первых, значительное надвигание одновременно происходило не только в вершине, но и на флангах дуги. Во-вторых, дуга асимметрична: глубоководный прогиб развивался лишь в ее африканской части, а флишевая зона, по существу, связанная с этим прогибом, продолжается лишь в западную часть Бетских Кордильер, обрываясь в 40 км восточнее г. Гренады. В-третьих, интерпретация дуги как синтаксиса противоречит палеомагнитным данным по Атлантике [Srivastava et al., 1990]. По этим дакным, на границе зоцена и олигоцена от Срединно-Атлантического хребта распространилась на носток зона нарушений с правосдвиговой составляющей смещений, представленная сейчас разломами Южно-Азорским и Глория [Madeira, Ribeiro, 1990]. Эта зона отделила Иберию от Африки, вызвав правый сдвиг между ними. В раннем миюцене он дополнился сближением Африки и Иберии.

Изложенные факты позволяют согласиться с мнением [Geologie..., 1980], что образование Гибралтарской дуги явилось результатом присдвигового изгиба тектонических зон, тогда как прежде Бетские Кордильеры простирались, возможно, на северо-запад, подобно структурам Эр-Рифа. На такую деформацию указывают палеомагнитные исследования, согласно которым юрские отложения, надвинутые сейчас на север от предполагаемого сдвига. Испытали врашение по часовой стрелке на 60-90° [Allerton et al., 1991; Villalain et al., 1991]. Судя по данным палеомагнитного изучения палеогеновых отложений, вращение произошло в раннем-среднем миоцене до и во время надвигания, вызванного сближением Африки и Иберии. Амплитуду сдвига можно оценить в 300 км по протяженности флишевой зоны в Бетских Кордильерах.

Сдвиг между Африкой и Иберией на ранней стации, до начала их сближения около 20 млн лет назад, мог происходить с некоторым растяжением, что привело к подъему горячей мантии. Максимальный разогрев имел место примерно 30 млн лет назад [De Yong, 1990]. С образованием мантийного диапира связаны известково-шелочной миоценовый вулканизм, сменившийся в плиоцене щелочно-базальтовым, и обрушение территории Южно-Балеарской и Альборанской впадин. Медленное опускание Южно-Балеарской впалины началось в раннем мйоцене (или еще в конце олигоцена?) и сменилось быстрым погружением в конце миоцена, когда, возможно, заложилась Альборанская впадина, более интенсивно погружавшаяся в плиоцен-четвертичное время [Милановский, 1987].

Правый сдвиг между Африкой и Иберией изменил характер движений на обширной территории. Возникла сопряженная с ним система субмеридиональных левых сдвигов, проявившаяся в среднем—позднем миоцене смещениями на северо-восточном продолжении Лигурийской впадины (зоны разломов Сестри-Вольтаджио и Джудикария) и вдоль Верхнерейнского грабена. На продолжении Западно-Европейской рифтовой системы в Средиземноморье заложилась в позднем миоцене и продолжала развиваться в плиоцен-четвертичное время Тиррено-Пантеллерийская рифтовая система, характеризовавшаяся преимушественно юго-восточным простиранием грабенов и сбросов. Интенсивно погружались в плиоцен-четвертичное время (особенно последние 3 млн лет) грабены и сбросы западной части Нижнерейнского грабена, также простирающиеся на юго-восток [Zijerveid et al., 1992].

В неоген-четвертичное время сформировались Эгейская, Тирренская и Паннонская впадины. развитие которых сопровождалось вулканизмом. Тирренская впадина заложилась в раннем миоцене и испытала наибодее интенсивное прогибание в конце миоцена. По периферии Паннонской впадины в раннем-среднем миоцене погружались Венский, Закарпатский и Трансильванский прогибы, тогла как наибольшее опускание самой впадины имело место в начале позднего миоцена. Эгейская впадина, по-видимому, возникла в конце среднего миоцена. Все впадины продолжают опускаться до сих пор. Одновременно с Эгейской и Тирренской впадинами развиваются структуры Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской луг с присушими им мантийными сейсмофокальными зонами и тыловым известково-шелочным вулканизмом. Генетически связаны между собой также Паннонская впадина и мантийная сейсмофокальная зона Вранча, хотя последняя может иметь и более длительную историю развития, соизмеримую со временем формирования и развития Карпатской структурной дуги.

Итак, в конце миоцена и местами в начале плиоцена окончательно оформились все главные черты строения региона, присущие и современному (позднечетвертичному) этапу его развития. Это, прежде всего, новая граница Африканской и Евразийской плит, очерчиваемая полосой эпицентров землетрясений [McKenzie, 1972; Karnik, 1984; Madariaga, 1984] и наиболее ярко представленная Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугами. Вдоль северо-восточного побережья Аленнин и южных подножий Альп продолжаются надвигание покровов и связанные с этим деформации молассовых комплексов. На севере Внешних Динарид отмечаются правосдвиговые смещения по разломам северо-западного прости-

рания [Sleiko et al., 1989]. Эрозионно-аккумулятивное и тектоническое перемешение материала в Адриатический бассейн нарушает изостатическое равновесие, восстановление которого увеличивает гипсометрический контраст между основанием молассового бассейна и соселними горными сооружениями и способствует гравитационному покровообразованию. Сжатие от сближения Адрии и Альп вызывает отток горных масс а стороны. В дуге Западных Альп он проявляется в радиальном распределении сжатия, определенного Н.Павони по механизмам очагов землетрясений, а в Восточных Альпах реализуется в правосдвиговых перемещениях по субщиротному разлому, расположенному немного южнее Периадриатического шва [Sleiko et al., 1989].

С субмеридиональным сжатием, вызванным северным дрейфом Африки, связаны четвертичные сдвиги Алжира и Марокко: правые северозападного и левые северо-восточного простираний [Gocev, 1976; Boccaletti et al., 1985]. 35-километровый вэброс с левосдвиговой составляющей смещений возник в 1980 г. при землетрясении Эль-Аснам (М=7,5) в Северном Алжире [Madariaga, 1984].

Меридиональное (до северо-северо-западного) сжатие определяется в Северо-Западной Африке и по фокальным механизмам более ранних землетрясений [McKenzie, 1972]. Вместе с тем, во внутренней зоне Бетских Кордильер и вдоль ее границы с внешними зонами выделяются субщиротные И восток-северо-восточного простирания четвертичные нарушения с признаками небольших правосдвиговых смещений [Boccaletti et al., 1985], вероятно, наследующие аналогичную неогеновую зону разломов, перекрытую тектоническими покровами. С этой зоной сопряжена протяженная субмеридиональная зона левых взбрососдвигов в Португалии [Ribeiro et al., 1990]. В то же время складчато-надвиговые системы Телль-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер испытывают возлымание.

В четвертичное время продолжаются наметившиеся ранее тенденция развития Эгейской, Тирренской, Паннонской, Южно-Балеарской и Альборанской впадин, Пантеллерийской рифтовой системы. В предыдущем разделе сообщалось о результатах космогеодезических измерений современных движений техникой GPS в Эгейском бассейне и Крито-Эллинской дуге. Аналогичные

измерения в районе Тирренского моря показали меньшие скорости перемещений (см. рис. 27). Взаимодействие дрейфа Африканской плиты с собственными леформациями Тирренской впалины привело к восточному движению горных масс на юге Лигурийской и Тирренской владин, надвиганию Апеннин на северо-запад и северному дрейфу Адрии, до северо-северо-западного в области ее взаимодействия с Южным Альпами [Drewes, Geiss, 1990]. Геодезические данные регистрируют также относительное опускание и раздвигание на восточном краю Закарпатского прогиба и надвигание Восточных Карпат на передовой прогиб [Сомов, Рахимова, 1983]. Воздымание и надвигание, по-видимому, продолжаются и в Южных Карпатах. Продолжает развиваться западная часть Нижнерейнского грабена северо-запалного простирания [Паннекук, 1957; Квитцов, Валенсек, 1957; Waalewijn, 1966; Zijerveld et al., 1992]. Опускание в северной части Верхнерейнского грабена сочетается с левосдвиговыми перемещениями по разломам северо-восточного простирания. Таким образом, в прирейнской части Европы северо-западное (до северо-северо-западного) сжатие сочетается с северо-восточным растяжением, что можно связать как с воздействием Альп, так и с раздвиганием в Норвежском море.

1.5.4. Позднекайнозойская геодинамика

Проанализировав данные европейских авторов о магнитных наклонениях в образцах горных пород. М. Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] пришли к выводу, что в дотуронское время Южные Альпы, т.е. северная часть Адриатического выступа, находились в 900-1800 км южнее южного края Евразийской плиты. Иначе говоря, именно такова величина меридионального укорочения Альпийского пояса в ходе замыкания Тетиса и последующей коллизии. По мнению тех же авторов, меридиональное перемещение структур Карпато-Балканского региона с позднего мела не превысило 1100 км. Кс.Ле Пишон и Ж.Анжелье [Le Pichon, Angelier, 1979] оценили меридиональное укорочение Альпийского пояса Европы с сенона поныне величиной порядка 1000 км. Эта величина гораздо меньше аналогичных оценок сокращения Альпийского пояса в Аравийско-Кавказском сечении. И дело здесь не только в дополнительном перемещении Аравийской плиты за счет растяжения в Красноморско-Аденской системе рифтов. Оно могло обеспечить примерно 100 км дополнительного сокращения. Очевидно, перемещение Африкано-Аравийской плиты происходило с вращением, так что ее восточная часть двигалась быстрее западной. Возможно, это связано с распространением Срединно-Атлантической рифтовой системы на юг и ее смыканием с южной ветвью Срединно-Индийской рифтовой системы.

При анализе кайнозойских и, в частности, позднекайнозойских горизонтальных перемещений в Альпийском поясе Европы следует иметь в виду. что регистрируемые на поверхности результаты движений в основном являются лишь коровыми и даже верхнекоровыми, затрагивающими осадочный чехол и иногда верхнюю часть консолидиронанного фундамента. Суммируя данные геологических и геофизических исследований К.Томека, К.Биркенмайера, Д.Станике и других авторов, М.Л.Баженов и В.С.Буртман [1990] приходят к выводу, что вся покровно-складчатая структура Карпат аллохтонна, и подошва покровов находится на глубинах 10-15 км. Верхнекоровыми оказываются также покровы Динарид, Апеннин и большая часть шарьяжей Альп севернее Периадриатического шва. Перемещения большинства покровов, амплитуда которых может достигать десятков и даже первых сотен километров, про-Исходили по некомпетентным породам осадочного чехла, например, глинистым или эвапоритовым толшам, по серпентинитам и сланцам офиолитовых комплексов, пластичным и квазипластичным горизонтам средней и нижней частей коры (см. главу 4) независимо от более глубоких слоев литосферы.

Допустить, что последние оставались на месте, невозможно, поскольку в тылу перемещенных покровов, как правило, не обнаруживаются области раздвигания с сохраняющейся нижней частью литосферы; последняя участвует в раздвигании. Таким образом, возникает вопрос о поведении при крупномасштабных горизонтальных перемещениях глубинных горизонтов литосферы, мантийных и отчасти нижнекоровых.

Рассмотрим прежде всего те участки, где существуют данные о строении глубинных горизонтов. В Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугах устанавливается надвигание литосферы Эгейской и Тирренской владин на литосферу Африканской плиты. Положение поверхности над-



Рис. 31. Принцинияльный геофизический разрез Западных Альв [Гизе, 1980]

1- земная кора Евразийской плиты; 2- земная кора Африконской плиты, 3- верхняя монтия; 4- поверхность Мохо

Figure 31. Principal interpretative seismic profiling section transverse to the Western Alps [Thise, 1980]

 The Earth's crust of the Eurasian plate; (2) the Earth's crust of the African (Adria) plate; (3) the upper mantle; (4) the Moho discontinuity

вигания регистрируется наклоном сейсмофокальных зон глубиной до 250–350 км [Макаров и др., 1982]. Наклон составляет 20–40° в Крито-Эллинской и около 55° в Сицилийско-Калабрийской дугах.

Как отмечалось выше, разрез зоны Ивреа-Ланцо в Западных Альпах интерпретируется как выход пород низов коры и верхов мантии. Последние характеризуются скоростями продольных волн 7.2-7.4 км/с и, по данным сейсмического зондирования [Angenheister et al., 1972; Гизе, 1980], погружаясь к югу, переходят под Ломбардской низменностью в мантийные образования со скоростями 8,3 км/с. Эта мантийная пластина, лежащая в основании корового разреза Алрии и Южных Альп, подстилается коровыми образованиями герцинид, причем аномально низкие значения скоростей продольных водн (4-5 км/с) заставляют предположить присутствие там расплавленной жидкой фазы (рис. 31). Указанный глубинный надвиг, по-видимому, продолжается на юго-запад в северную часть Тирренского моря (см. рис. 30) [Alps..., 1978], где его первоначальная структура искажена деформациями, глубинными воздействиями и перерождением коры, связанными с развитием морской впадины. В приповерхностных частях коры движения по глубинному надвигу со среднего миоцена не фиксируются, но, возможно, они продолжаются на глубине в условиях значительного разогрева пород, трансформируясь близ поверхности в обратное надвигание Южных Альп и Апеннин на Адрию. Этому способствует

то обстоятельство, что при образовании и развитии глубинного надвига происходило поднятие аллохтона, и приповерхностные тектонические покровы движутся в направлении уклона коровой пластины.

Глубинные надвиги Крито-Эллинской дуги, Альп и севера Тирренского моря, Калабрии и Сицилии (с очевидным продолжением последнего на запад) отмечают современную северную границу Африканской плиты на мантийном уровне литосферы.

Вдоль этой границы происходит скучивание сближающихся глубинных масс и их погружение в мантию. Севернее влияние Африканской плиты распространяется лишь в виде верхнекоровых шарьяжных пластин и их динамического воздействия на соседние зоны. Если западнее вершины Адриатического выступа указанная глубинная гранина существовала с палеогена, то восточнее выступа, в Динаро-Эллинской системе, она является новообразованием, тогла как прежняя граница – сутура мезо-Тетиса, отстоит от нее на 300 км к северо-востоку. Что же касается тектонических зон мезо-Тетиса, образовавших в начале новейшего этапа Карпатскую структурную дугу, то, по данным В.С.Буртмана [1984], они уже в позднем мелу залегали в виде коровых покровов. С позднего мионена происхолило их перемещение к северу на чужеродную литосферу эпигерцинских зон Евразийской плиты, осадочный чехол которых в результате этого оказался сорван, смят и надвинут на более внутренние зоны герцинид и Восточно-Европейской платформы. Одной из причин этого перемещения (наряду с отжиманием горных масс к востоку от Адриатического выступа) был северо-западный дрейф Мизийской плиты, в результате коллизии которой с гернинидами возникла круто наклоненная на северо-запад мантийная сейсмофокальная зона Вранча (см. рис. 29), перекрытая сейчас верхнекоровыми надвигами Южных Карпат.

Если большая часть новейших горных сооружений Альпийского пояса Европы развилась из верхнекоровых аллохтонов, то под многими рифтовыми структурами Рейнско-Ливийской мегасистемы выделяются мантийные диапиры, образованные подъемом относительно горячей подлитосферной мантии или ее компонентов. Диапиры проявляются на поверхности повышенным тепловым потоком и мантийным вулканизмом (базальтовым и шелочным, а местами бимодальным или известково-шелочным. т.е. частично или полностью трансформированным в извержения продуктов переплавления корового материала). Многие исследователи рассматривают мантийный диапиризм как исходную причину образования рифтов Западной Европы и Средиземноморья. Представляется, что это не вполне верно, поскольку расположение и ориентировка этих структур подчаняются структурным и линамическим особенностям взаимодействия литосферных масс. определившим и развитие Альпийского пояса. Даже господствующее простирание рифтов изменяется с изменением динамической обстановки. Так, олигоцен- раннемиоценовая Рейнско-Лигурийская часть рифтовой мегасистемы субмеридиональна, а более молодая Тирренско-Пантеллерийская часть простирается на юго-восток. Поэтому кажется более яероятным, что заложение по крайней мере части рифтов как структур растяжения определялось взаимолействием коровых масс. Растяжение вызвало подток аномальной мантии. обеспечившей дальнейшее раздвигание, проседание, вулканизм, а местами и формирование сопряженных структур. Описанный механизм приемлем также для Южно-Балеадской. Альборанской и Лигурийской впадин.

Не всегда мантийный диапир располагался непосредственно под рифтовой зоной. Так, для Северо-Балеарской впадины, которую отличает не утонение коры, а уплотнение ее нижней части, приводятся доводы [Doblas, Oyarzun, 1990] в пользу того, что погружение впадины и отодвигание ее юго-восточного борта (Балеарских островов) связаны с подъемом порции горячей мантии, инициировавшим расслоение коры с образованием в ней листрических сбросов. Зона расслоения полого погружается на юго-восток под Лигурийскую котловину, где, вероятно, и располагался мантийный диапир.

Эгейскую, Тирренскую и Паннонскую впадины объединяет несколько особенностей. Они изометричны и сложно построены, что исключает механизм линейного растяжения от одной оси. Все три впадины возникли в областях значительного предшествовавшего скучивания коровых масс, в котором участвовали крупные блоки типа срединных массивов. Это обеспечило повышенную исходную мощность коры, ее сильную нарушенность и пространственное совмещение разнородных и прежде разобщенных объемов пород, что создало условия тектонической неустойчивости и могло служить источником дальнейших деформаций и вещественных преобразований. В эпоху своего формирования впадины испытывали боковое одностороннее сжатие и удлинялись в одном направлении, поскольку противоположное служило упором или дополнительным источником сжатия. В направлении удлинения в Эгейской и Тирренской впадинах происходило надвигание на соседние структуры с формированием мантийной сейсмофокальной зоны.

В Паннонской впалине полобная зона возникла со стороны активного сжатия. В ходе формирования впадин их удлинение превысило укорочение в перпендикудярном направлении, т.е. произошло увеличение площади – растяжение. В Паннонской впалине оно привело к значительному сокращению мощности кристаллической части коры, отчасти скомпенсированному накоплением осадков, а в Эгейском и Тирренской впадинах - к утонению континентальной коры и ее частичному перерождению в кору субокеанического типа. Развитие впадин сопровождалось вулканизмом, который в Тирренской и Паннонской впадинах на первых порах был коровым, а позднее стал мантийным, базальтовым, В тылу Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской лугон дополнялся известково-шелочным вулканизмом островодужного типа. Все три впадины возникли в неоген-четвертичное время, но в современную эпоху наиболее интенсивно развивается впадина Этейского моря.

Можно предположить, что исходное утолщение коры, дополненное боковым сжатием, привело к перерождению нижней части коры в более плотные модификации (эклогиты, гранулиты), что положило начало погружению и отложению во ападинах материала, сносимого с соседних поднятий. Это нарушило изостатическое равновесие между ними, что, наряду с повышенной тектонической нарушенностью и неустойчивостью, обусловило подъем мантийного диапира. Он обеспечил преобладание раздвигания, вулканизм, дальнейшее перерождение коры, а затем и интенсивное проседание дна впадин. В Тирренском море такой комплексный механизм формирования дополнился образованием рифтовых структур, продолжавшихся за пределы впадины на юговосток.

Байкальская и Исландская рифтовые системы

1.6.1. Неотектоника Байкальской рифтовой системы

Байкальская рифтовая система (рис. 32) охватывает юг Восточной Сибири и север Центральной Монголии, протягиваясь на 2500 км. Она относится к категории внутриконтинентальных рифтов и представлена серией грабенообразных впадин, ограниченных, осложненных и соединенных между собой сложной системой разломов.

На юго-западе системы, в Северной Монголии, находятся три впадины, вытянутые в северо-северо-восточном направлении: Бусийнгольская, Дархатская и Хубсугульская (с запада на восток). Они ограничены с юга Ахирулино-Агардашским и Цэнэрлэгским разломами, оперяющими крупнейший Хангайский левый сдвиг (см. раздел 1.3) и примыкают на севере к зоне субширотного Байкало-Мондинского разлома. Вдоль него вытянута Тункинская впадина, ограниченная с севера изогнутым разломом того же названия. От восточного окончания Байкало-Мондинского разлома на северо-восток протягивается Байкальская рифтовая зона, разделенная перемычками на Южную, Центральную и Северную впадины. Восточнее Байкальской зоны выделяются простирающиеся на северо-восток Баргузинская, Баунтовская и несколько более мелких впадин. Северо-восточнее Байкальской зоны расположены (с запада на восток) Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Мүйская, Чарская и Токкинская впадины. Они простираются на северо-восток и образуют левый кулисный ряд восток-северо-восточного простирания. Вдоль оси ряда протягивается зона крупного разлома, известного под названиями Муйско-Чарского [Содоненко и др., 1966; Шерман, Леви, 1978] и Байкало-Улаканского [Лукина, 1988]. Его восточная часть выделена особо как Чина-Вакатский разлом. В отличие от более западных впадин ряда, Чарская и продолжающая ее Токкинская впадины не расположены непосредственно в зоне упомянутого разлома, а отклоняются от нее к северо-востоку.

Наиболее погружено гипсометрически (до -1187 м) дно Центрально-Байкальской впадины, расположенной в центре рифтовой системы. Дно Южно-Байкальской впадины находится на отмет-



ках не ниже -950 м, Тункинской — +700 м и Хубсугульской — +1375 м. Аналогичным образом повышаются минимальные отметки днища и к северо-востоку от Центральной впадины Байкала; до -530 м в Северо-Байкальской, +500 м в Верхнеангарской, +680 м в Муйской и +800 м в Чарской впадинах. Хубсугульская и Байкальские впадины заполнены озерами.

Существенно различаются мощности и возраст осадочного выполнения впадин. Мощность чехла Тункинской впадины достигает 3000 м, причем его большая часть относится к неогену и, наряду с осадочными породами, содержит линзовидно залегающие базальтовые потоки и покровы [Логачев, 1968; Ружич, 1972]. В осадочном чехле Байкальской зоны вулканические образования неизвестны. Сейсмопрофилированием, скоррелированным с геологическим изучением побережий и данными бурения, выделены четыре осадочных комплекса [Логачев, 1958; Николаев и др., 1985].

Нижний комплекс (миоцен – нижний плиоцен) сложен терригенными породами с прослоями бурых углей. Подводным драгированием Посольской банки (перемычка между Южной и Центральной впадинами Байкала) в низах разреза обнаружены отложения с эоценовым комплексом спор и пыльцы [Вонг, Николаев, 1991]. Вполне вероятно, что недокументированный зоцен присутствует и в других разрезах нижнего комплекса. Его мощность – 1000–1500 м (возможно, до 2000 м) в Южной и Центральной впадинах Байкала (рис. 33). В Северо-Байкальской впадине аналогичные образования отсутствуют или крайне маломощны.

Второй комплекс, относимый к верхнему плиоцену, предстаялен песчано-глинистыми отложениями разного генезиса. Его максимальные мощ-

Рис. 32. Неотектоническая карта Байкальской рифтовой системы [Леви и др., 1983]

1-7-новейшие раздомы: 1-главные, 2-прочие, 3-предполатаемые, 4-сбросы, 5-сдвиги, 6-вабросы, 7-надвиги; 8изолинии амплитуд новейших вертикадьных движений, м; 9границы новейших ввадин, 10-граница областей с раздичным возрастом нозейших движений, олигоцен-четвертичным на северо-западе и миоцен-четвертичным на юго-востоке; 11новейшие базальты; 12- эпицентры землетрясений с магнитудами не менее 5

Figure 32. Neotectonic map of the Baikal rift system [Леви и др., 1983]

(1-7) Neotectonic faults: (1) main faults, (2) other faults, (3) assumed fault, (4) normal fault, (5) strike-slip fault, (6) reverse fault, (7) thust; (8) isolne of the neotectonic venical motion magnitudes, m; (9) boundary of the neotectonic basin; (10) boundary of areas with different age of the neotectonic motion: the Oligocene-Quaternary to the north and the Miocene-Quaternary to the south; (11) basalts, erupted during the neotectonic movements; (12) epicentres of earthquakes with magnitudes ≥ 5



Рис. 33. Прииципиальные геологические разрезы разных частей (с севера на юг) Байкальской рифтовой зоны [Николаев и др., 1985]

I-вода, 2- средний (верхняя часть)-верхний плейстоцен: 3- четвертичные отложения, недифференцированные, 4-нижнийсредний (нижняя часть) плейстоцен; 5- плиоцен; 6-миоцен и нижняя часть плиоцена; 7- юра; 8- докембрий и нижний палсозой; 9- разломы; 10- сейсмические границы; 11- скорости Р-волн, м/с: V - плястовые, V - граничные; 12- скважина

Figure 33. Principal geological profiles (on north to south) of the Baikal rift zone [Hakonaeu a gp., 1985]

(1) Water; (2) Middle (upper part) - Upper Pleistocene; (3) Quaternary, non-differentiated; (4) Lower-Middle (lower part) Pleistocene; (5) Pliocene; (6) Miocone and lower part of Pliocene; (7) Jurassic; (8) Precambrium; (9) faults; (10-11) seismic boundaries, identified by different techniques; V - layer rate of seismic waves, m/s; V - boundary rate of seismic waves, m/s; (12) bore hole

ности (до 1500 м) выявлены в Центральной впадине. Они велики также в южных частях Южной и Северной впадин, но северо-восточнее сокращаются до 50—70 м и местами полностью выклиниваются.

Третий комплекс, датированный нижним плейстоценом и самыми низами среднего плейстоцена, представлен озерными песками и глинами. Он наиболее мощен (до 1500 м) в Северо-Байкальской впадине, тогда как в Центральной и Южной впадинах не превышает 600 м.

Четвертый комплекс (средний, верхний плейстоцен и голоцен) сложен озерными глинами с прослоями тонких песков и имеет наибольшую мощность (до 150 м) в Северной впадине. Мощность комплекса в Центральной и Южной впадинах не превышает 50 м.

Первые три комплекса разделены угловыми несогласиями, наиболее заметными на краях впадин, перемычках и внутренних поднятиях. Общим для всех комплексов (в местах, где их мощность достаточно велика) является их постепенное утонение к юго-востоку, тогда как к образованному разломами северо-западному берегу озера они примыкают без сокращения мощности.

Сравнительно маломошные отложения миоцена – нижнего плиоцена известны в разрезах Баргузйнской, Баунтовской и Джилиндинской впадин Восточного Забайкалья, причем в Баргузинской впалине общая мошность осалочного выполнения достигает 2000-3000 м. Во впадинах северо-восточного окончания рифтовой системы, где общая мощность осадочного чехла измеряется первыми сотнями метров и лишь а наиболее погруженных частях Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадин превосходит 1000 м, аналоги миоцен-нижнеплиоценового комплекса отсутствуют или маломощны. В Верхнеангарской впадине в нижней части разреза бурением вскрыта 77-метровая толща алевропелитов и, ниже, песков. Алевропелиты содержат споры и пыльцу неогена.

В Верхнесюльбанском грабене (юго-западная часть Чарской впадины) под четвертичной мореной обнажается 30-метровый разрез осадочных пород, в верхней части которого обнаружены споропыльца и диатомеи нижнего-среднего миоцена [Ендрихинский и др., 1983]. Верхний плиоцен выявлен в тех же структурах, что и миоцен-нижнеплиоценовые отложения. Он обычно маломощен и представлен красноцветными элювиально-делювиальными отложениями. Среди четвертичных пород присутствуют ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, делювиальные и озерноболотные отложения, местами достигающие значительной мощности [Ендрихинский и др., 1983].

Новейший вулканизм проявлен на юго-западе (район Түнкинской впадины, хребет Хамар-Дабан и отдельные поля далее к югу, в Северной и Центральной Монголии), востоке (Витимское плоскогорье) и северо-востоке (хребет Удакан южнее Чарской впадины) рифтовой системы [Рассказов. 1993]. В Тункинской впадине и ее окрестностях обнаружены миоценовые базальты возрастом не доевнее 20.5 млн лет. Вулканизм достигал максимума в позднем миоцене, но, как и в Монголии. прололжался до конна плейстонена или начала голоцена На Витимском плоскогорье при таком же возрастном диапазоне продуктов извержений отмечаются всплески вулканизма в среднем-позднем миоцене и плиоцене. В хребте Удакан первые установленные проявления вулканизма имеют возраст 14 млн лет, а главная фаза приходится на плиоцен. Существенно меньшие по объему извержения датируются в интервале времени от 900000+100000 до 2100+80 лет [Ендрихинский и др., 1983]. Таким образом, при сходном возрастном диапазоне вулканической деятельности в трех указанных регионах с юго-запада на северо-восток омолаживается возраст наиболее массовых Извержений.

Разломы играют решающую роль в строении впадин. Сбросы образуют края впадин Северной Монголия. Байкало-Мондинский разлом определен как левый сбросо-сдвиг [Шерман и др., 1973]. Вертикальная компонента смещений по разлому переменна (вплоть до смены знака движений). Севернее оз. Хубсугул она достигает 1200-1400 м за плиоцен-четвертичное время. Левосдвиговая составляющая более выдержана. Средняя скорость плиоцен-четвертичного сдвига достигает 2,8-3 мм/год [Лукина, 1988]. Левым сбросо-сдвигом является и изогнутый в плане Тункинский разлом. Здесь превышение сдеиговой компоненты над сбросовой максимально (10/1) на широтных отрезках разлома, где средняя скорость четвертичного сдвига определена в 4,5 мм/год.

Наиболее выразительны эшелонированно расположенные сбросы северо-западного края Байкальской зоны: Приморский, или Обручевский, Ольхонский, Северо-Байкальский, Байкало-Конкудерский и др. Разломы прямолинейны и круто наклонены на юго-восток. Вертикальные смещения измеряются сотнями метров и местами превышают 1 км. Скорость движений определена в 0,7–1,6 мм/год [Лукина, 1988]. На отдельных участках Северо-Байкальского разлома предполагается небольшая правосдвиговая составляющая [Солоненко и др., 1968], тогда как по Байкало-Конкудерскому разлому выявлена левосдвиговая составляющая смещений, соизмеримая со сбросовой [Лукина, 1988]. Сходные эшелонированно расположенные сбросы образуют северо-западный борт Баргузинской впадины.

В отличие от разломов северо-западного берега Байкала разломы противоположного берега обычно непротяженны и нередко дугообразно изогнуты. Характерны ступенчатые опускания, желобы растяжения, локальные погружения береговых структур (заливы Провал и Сор). Возможно, часть разломов относится к числу листрических сбросов. По некоторым из них предполагаются также левосдвиговые смещения [Лукина, 1988].

Среди разломов северо-восточного окончания рифтовой системы наиболее значимы разломы северо-восточного простирания, определяющие грабенообразное строение впадин. Разломы северо-западного и юго-восточного бортов Верхнеангарской впадины – девые сбросо-сдвиги [Леви и др., 1983; Геология и сейсмичность..., 1984]. Выраженная в рельефе система уступов юго-восточного борта отражает четвертичное вертикальное смещение на [500-2000 м. Обнаружены также девосдвиговые смещения речных долин до 500 м [Лукина, 1988]. Повышенное содержание мантийного гелия в источниках зоны разлома указывает на значительную глубину его проникновения. Восточнее, на перемычке между Верхнеангарской и Муяканской впадинами выделяется еще один крупный левый сбросо-сдвиг, параллельный предыдущему [Шерман и др., 1980] и пересеченный несколькими взбросо-сдвигами северо-западного простирания [Геология и сейсмичность..., 1984].

Муяканская впадина представляет собой уэкий грабен, ограниченный с юго-востока одноименным девым сбросо-сдвигом. Выраженное в рельефе четвертичное смещение по разлому превышает 1000 м. Разломы северо-западного борта здесь, как и в более восточной Верхнемуйской впадине,

меньше по амплитуде, чем разломы юго-восточного борта, и нередко разделены на несколько ветвей. Разломы юго-восточного борта Верхнемуйской впалины. Верхнемуйский разлом и продолжающий его на северо-восток Улан-Макитский образуют выраженный в рельефе четвертичный уступ высотой до 1800 м. Левосданговая компонента смещений на юго-западе соизмерима со сбросовой [Сейсмическое районирование.... 1977], а северо-восточнее уступает ей [Геология и сейсмичность.... 1984]. Улан-Макитский разлом является шарнирным: на северо-востоке поднято на 1000-1200 м его северо-западное крыло, ограничивающее Муйскую впадину. Южный борт этой впадины образован Южно-Муйским разломом, который также имеет как левослвиговую, так и сбросовую составляющие смещений [Сейсмическое районирование..., 1977]. Выраженная в рельефе амплитуда последней - до 1500 м. К Муйской впадине приурочен эпицентр одного из сильнейших в регионе Муйского землетрясения 1957г. с магнитудой 7,9. При землетрясении на протяжении 35 км возник уступ земной поверхности амплитудой до 6 м и девосдвиговой составляющей смещения до 1,2 м. Общая протяженность активизированного разлома, возможно, превышает 140 км [Солоненко и др., 1966].

Чарская и Токкинская впадины ограничены с северо-залада Кодарским сбросом и продолжающим его на юго-запад Сюльбанским левым сбросо-сдвигом. Выраженная в рельефе амплитуда четвертичного смещения по Кодарскому сбросу составляет 1000 м, а общее смещение с учетом осадочного выполнения впадины достигает 2000–2500 м [Солоненко и др., 1966]. Голоценовое левое смещение по Сюльбанскому разлому, созданное одним или несколькими сильными землетрясениями, определено в 12 м при сбросовой составляющей до 10 м. Юго-восточные борта Чарской и Токкинской впадин пологие и лишь местами осложнены разломами небольшой амплитуды.

Характерная особенность неотектоники северо-восточного окончания Байкальской системы – широтная Муйско-Чарская зона разломов. Ее западная часть представлена фрагментарно на границах впадин и между ними. Один из таких фрагментов – Янчуйский разлом на Верхнеангарско-Муяканской перемычке. Левосдвиговая составляющая смещений по нему вдвое превышает

сбросовую (Сейсмическое районирование.... 1977]. На южном ограничении Чарской впадины закартировано несколько субширотных разломов, ответвляющихся один от другого и в целом обраэующих кулисный ряд. Все они имеют сбросовую и, как правило, уступающию ей левослвиговую составляющие смещений. Так, левосдвиговая компонента позднечетвертичных смещений по Довачанскому разлому составляет 10-15 м, а сбросовая измеряется десятками метров и местами достигает 100 м [Солоненко и др., 1966]. Лурбанский разлом смещает лавовый поток, излившийся в начале среднего плейстоцена. Амплитуда его вертикального смещения 600 м (Сейсмическое районирование..., 1977]. Такие же соотношения сдвиговой и сбросовой составляющих характеризуют Чина-Вакатский разлом. К его зоне приурочено сильнейшее землетрясение 1725 г. с магнитулой не менее 8.

Итак, грабенообразные впадины Байкальской рифтовой системы (кроме Тункинской) простираются на северо-восток, реже на северо-северовосток. Ограничивающие их разломы являются сбросами, которые на южном берегу Байкала и на северо-восточном окончании рифтовой системы имеют подчиненную левосдвиговую составляющую смещений. Субширотные разломы на северо-восточном и юго-западном продолжениях Байкальской зоны также оказываются левыми сбросо-сдвигами, но отношение сдвиговой и сбросовой компонент смещений у них обычно больше, чем у разломов северо-восточного простирания.

Сдвиговая компонента становится преобладающей у Байкало-Мондинского и Тункинского разломов. Разломы меридионального И северо-западного простираний пользуются ограниченным распространением. Вдоль них выявлены взбросовые смещения, иногда с правосдвиговой составляющей. Такой характер смещений указывает на формирование структуры в условиях северо-западного растяжения. Рифты сопряжены с субширотными левыми сдвигами и сбросо-сдвигами, которые, таким образом, выполняют функции трансформных зон [Molnar, Тарроппіст, 1975; Трифонов, 1976, Шерман, Леви, 1978]. На северо-востоке это Муйско-Чарская зона, между Байкалом и северомонгольскими грабенами - Байкало-Мондинская зона, а на юге – Хангайская и оперяющие ее зоны разломов. Тем самым Байкальская рифтовая система вписывается в общий рисунок новейшей структуры Центральной Азии.

Большинство грабенов асимметричны: сбросовые подвижки на их северо-западных и западных сторонах больше, чем на противоположных. Это относится к северомонгольским грабенам, Байкальской зоне, Баргузинской, Чарской и Токкинской впадинам. Подобная асимметрия имеет место и в Тункинской впадине, где область наибольшего погружения смещена к северному борту. Вместе с тем, Верхнеангарский и Муйский грабены практически симметричны, а в Муяканском и Верхнемуйском грабенах главные сбросы находятся на юго-восточных бортах.

Почти все крупные разломы повсеместно или на отдельных отрезках проявили активность в позднем плейстоцене и голоцене, причем выявленные смещения этого возраста часто имеют признаки сейсмического происхождения [Сейсмическое районирование..., 1977; Солоненко и др., 1966, 1968; Хилько и др., 1985; Хромовских, 1965; Шерман и др., 1973]. К зонам активных разломов рифтовой системы приурочены 27 землетрясений трех последних столетий с магнитудами не менее 6, в том числе 8 землетрясений с магнитудами не менее 7 [Сейсмическое районирование..., 1977; Новый каталог..., 1977]. Наиболее сильные и частые землетрясения и следы их голоценовых палеоаналогов зафиксированы в зоне Байкало-Мондинского разлома, в Южной и Центральной впадинах Байкала и зонах разломов северо-восточного окончания рифтовой системы. О современной активности разломов свидетельствуют также выходы термальных вод, нередко минерализованных.

Что же касается новейших вулканов, то некоторые из них также оказываются приуроченными к зонам разломов. Но большинство вулканов такой приуроченности не обнаруживают. Вероятно, их расположение диктуется не коровыми, а мантийными структурными элементами рифтовой системы, не имеющими прямого отражения на земной поверхности.

1.6.2. Неотектоническая эволюция Байкальской рифтовой системы

В истории формирования Байкальской рифтовой системы выделяются два главных этапа, которые могут быть названы условно мульдовым (неоген) и рифтовым (четвертичный период) [Ло-

гачев, 1958; Флоренсов, 1968]. В миоцене на фоне среднегорного рельефа развивались мульлообразные прогибы, заполнявшиеся аллювиальными и местами озерными осадками. В раннем плиоцене предполагается ослабдение движений (Ендрихинский и др., 1983]. Усиление фонового воздымания в позднем плиоцене отразилось в появлении красноцветных отложений. Однако признаков усиления контрастности лвижений еще не отмечается. Хотя неогеновые отложения докализованы в современных грабенообразных впадинах, для утверждения того, что неогеновые бассейны точно соответствовали позлнейшим грабенам, оснований недостаточно: часть бассейнов могла испытать последующее возлымание и их отложения эродировались.

Это могло случиться, в частности, на современном северо-западном берегу Байкала. Вместе с тем, приводятся и достаточно убедительные доказательства раннего зарождения отдельных элементов современного структурного плана, что проявилось в конседиментационном развитии некоторых разломов, локальных структур внутри впадин и на их обрамлениях.

Наиболее мощное прогибание испытали в миоцене и раннем плиоцене Южно-Байкальская и Тункинская впадины и южная часть Центрально-Байкальской впадины. В позднем плиоцене область наибольшего прогибания сместилась в Центральную впадину Байкала. В раннем плейстоцене и начале среднего плейстоцена наибольшее прогибание сосредоточилось в Северо-Байкальской впадине. Это позволяет говорить о распространении Байкальской зоны к северо-востоку и, если иметь в виду различие простираний трех впадин Байкала. — об изменении направления главных нормальных напряжений. Если в миоцене и раннем плиоцене ось наибольшего растяжения была ориентирована на северо-северо-запад, то позднее приобрела северо-западную и запад-северо-западную ориентировку [Иванова, 1990]. С указанными изменениями согласуется распространение вулканизма.

Если в миоцене его основной областью был район Тункинской впадины, то в плиоцене большее значение приобрели области Витимского плоскогорья и хребта Удакан на северо-восточном фланге рифтовой системы. Изучение разновозрастных базальтов подтверждает вывод о переориентировке главных нормальных напряжений с конца палеогена к четвертичному периоду [Добрецов, Ашепков, 1988; Рассказов, 1993]. Согласно определениям механизмов очагов землетрясений (Мишарина, 1967, 1972; Новый каталог... 1977], наибольшее растяжение в современном поле напряжений направлено на северо-запад, варьируя в разных местах от 305 до 345°.

Граница неогена и плейстоцена была важнейшим рубежом в формировании структуры Байкальской рифтовой системы. Именно в это время впадины приобрели современную грабенообразную форму. Что сопровождалось сводовым и горстовым поднятием соседних территорий. Амплитуда погружения Байкала составила 1-1,5 км [Николаев и др., 1985]. В течение раннего и начала среднего плейстоцена прогибание Байкала в значительной мере компенсировалось озерным осалконакоплением. Новый импульс опускания начался в среднем плейстоцене. Его амплитуда достигла и местами, возможно, превысила 1 км. Осадконакопление лишь в небольшой мере компенсировало это прогибание, превратившее впалины Байкала в глубоководные котловины В итоге глубина погружения подошвы неогеновых отложений в Центральной и Южной владинах Байкала достигла местами отметок -3500 и даже -4000 м, а ее контраст с поверхностью соседних горстовых поднятий составил 4-5 км. В четвертичное время испытали наибольшее погружение также Баргузинская впадина и грабены северо-восточного фланга рифтовой системы.

1.6.3. Глубинное строение и позднекайнозойская геодинамика Байкальской рифтовой системы

Глубинное строение Байкальской системы изучалось сейсмическими, гравиметрическими, геотермальными и другими методами [Зорин, 1971; Пузырев и др., 1974, 1975; Лысак, Зорин, 1976; Рогожина, 1977; Мандельбаум и др., 1987; Крылов и др., 1988; Zorin et al., 1990]. Поверхность Мохоровичича фиксируется на глубинах 34–37 км под Южной и Центральной впадинами Байкала, понижается на 5–7 км под Северной впадиной и достигает глубин 42–47 км под соседними хребтами.

На глубинах 9—16 км выделяется коровый волновод с аномальной электромагнитной проводимостью, вероятно, сильно трещиноватый и служащий коллектором флюидов. Непосредственно



Рис. 34. Карта мощности литосферы Бийкальского региона; сплошные изолиния проведены через 50 км [Zorin et al., 1990] Figure 34. Map of the lithosphere thickness of the Baikal region; an interval of solid contours is 50 km [Zorin et al., 1990]

под земной корой выделяется линза мантийного вещества со скоростями продольных сейсмических волн V_р=7,7 км/с. Линза проектируется на Байкал, Восточное и Северо-Восточное Забайкалье [Пузырев и др., 1974, 1975]. Сравнительно маломощный слой мантии со скоростями V,=8,1-8,2 км/с отделяет эту линзу от кровли астеносферы, расположенной на глубинах 80-100 км. Ю.А.Зорин [Zorinet al., 1990] объединяет оба слоя разуплотненной мантии, поверхность которой принимается за подошву литосферы. Она находится выше 50 км на всем пространстве рифтовой системы (рис. 34) и погружается под Сибирской платформой до 125-200 км. Крупнейшие грабены рифтовой системы (Хубсугул, Байкальская зона, впадины северо-восточного фланга) расположены на северо-западном краю выступа астеносферы.

Важнейшие разломы рифтовой системы (Байкало-Мондинский, разломы северо-западных бортов Байкальской зоны, Баргузинской и Муйской впадин, юго-восточного края Верхнеангарской впадины) смещают поверхность Мохоровичича (Пузырев и др., 1974, 1975; Геология и сейсмичность..., 1984].

Изложенные данные послужили основой для построения различных моделей происхождения Байкальской рифтовой системы, которые, как представляется, не исключают, а дополняют одна другую. При воссоздании целостной картины необходимо учитывать следующие важные обстоятельства. Во-первых, главный элемент системы, Байкальская рифтовая зона, простирается параллельно юго-восточной границе Сибирской платформы, отделяясь от нее узкой полосой раннепалеозойских складчатых комплексов. Сибирская



Рис. 35. Неотектоническая карта Ислендии [Трифонов, 1977; Trifonov, 1978,]

1-5 - важнейшие стратиграфические комплексы: 1 - плейстоцен и голоцен (моложе 0,7 млн лет), 2- верхний ллиоцен и нижний плейстоцен (3-0,7 млн лет), 3- нижкий плиоцен (примерно 6-3 млн лет), 4- миоцен (18-6 млн лет), 5- четвертичные терригенные комплексы; 6-17- структурные и прочие обозначения: 6 - границы стратиграфических комплексов (a - достоверные, 6 предполагвемые), 7- маркирующие горизонты в миоцене, 8- плиоценовые флексуры, 9- плейстоценовые разрывы (а - с неизвестным направлением перемещений, б - сбросы), 10 - голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги, 11 - сдвиги (a - голоценовые, б -плейстоценовые), 12 - голоценовые раздании, 13 - голоценовые и позлнеплейстоценовые матморолящие разрывы, 14 - голоценовые и позднеплейстоценовые одиночные вулканы, 15 - голоцен-среднеплейстоценовые вулканы центрального типа с кислыми и средними дифференциатами, 16 - осевая часть подводного продолжения рифта, 17 - траницы ледников

Figure 35. Neotectonic map of Iceland [Tpudonon, 1977; Trifonov, 1978,] (1-5) Principal stratigraphic units: (1) Pleistocene and Holocene (younger, than 0.7 mln. years), (2) Upper Pliocene and Lower Pleistocene (3.0-0.7 mln. years), (J) Lower Pliocene (about 6-3 mln. years), (4) Miocene (18-6 mln. years), (5) Late Quaternary sedimentary cover; (6-17) structural and other symbols: (6) boundaries of stratigraphic units, proved (a) and inferred (6), (7) marking Miocene layer, (8) Pliocene flexure, (9) Pleistocene faults, with unknown sense of motion (a) and normal (b), (10) Holocene normal and normal-extension faults, (11) strike-slip faults, Holocene on the left and Pleistocene on the right, (12) Holocene extension fault, (13) Late Quaternary volcanic chain, (14) Late Quaternary volcano, (15) large central volcano of the combined (basalt and rhyolite) composition, (16) underwater rift axis, (17) recent glacier boundary

платформа и Байкальский регион резко различаются строением литосферы. Во-вторых, грабены Байкальской системы, простираясь на северо-восток, реже северс-северо-восток, сочетаются с крупными широтными левосдниговыми зонами. Растяжение Байкальского региона в северо-западном направлении, приведшее к образованию грабенов, согласуется с этими сдвиговыми перемещениями и вписывается в общую кинематическую картину Центральной Азии, определяемую в ко-

нечном счете взаимодействием Индийской и Евразийской плит. Растяжение привело к утонению коры. В-третьих, под Байкальской рифтовой системой выявлен существенный (до 50 км и выше) подъем разуплотненной и разогретой мантии (астеносферы?). С этим связано фоновое поднятие земной поверхности, а мантийные флюиды и повышенный тепловой поток могли привести к преобразованию порол земной коры.

Остается неясным: растяжение литосферы,



Рнс. 36. Эшелонированное строение трансформных зон Исландик [Трифонов, 1977]

1 - голоценовые и позднеплейстоценовые разломы; 2 - главнейшие плейстоценовые сбросм (а) и раниеплейстоцен-позднеплюценовые вулканические цепи (б); 3 - оси сегментов подводного рифта; 4 - оси рядов эшелогированно расположенных структур рифтового типа; 5 - алицентры землетрясений с магнитудами: М≥7, 7>М≥6, 6>M≥5 [Ward, 1967]; 6 - механизмы очагов землетрясений [Sykcs, 1967; Ward, 1971]

Figure 36. En-echelon structure of the transform zones of Iceland [Трифонов, 1977]

(1) Holocene and Late Pleistocene faults; (2, a) Pleistocene fault; (2, 6) Earlier Pleistocene-Late Pliocene volcanic chains; (3) axis of oceanic rift; (4) axis of en-echelon row of faults; (5) epicentres of earthquakes with magnitudes: M>2; 7>M>6; 6>M>5 [Ward, 1971]; (6) focal mechanism of earthquake [Sykes, 1967; Ward, 1971]

связанное со сдвиговыми перемещениями по соседним зонам, спровоцировало разуплотнение мантии или наличие выступа разуплотненной мантии предопределило возникновение рифта на стыке сдвиговых зон. Скорее последнее, поскольку размеры выступа превосходят размеры сочетающихся зон разлемов. Во всяком случае общий неотектонический рисунок в значительной мере обусловлен расположением более древних структурных элементов и, прежде всего, границы Сибирской платформы.

На основе соображений о равенстве объемов вешества, поступившего в земную кору и удаленного из нее, и о сохранении изостатического равновесия оценено растяжение коры в рифтовой системе [Зорин, Корделл, 1991]. Согласно расчетам, оно возрастает в юго-западном Направлении от 0,9 км в Чарской впадине до 19,3 км в Южно-Байкальской впадине, что близко к более ранним оценкам Ю.А.Зорина [1971; Zorin et al., 1989] для Южной впадины Байкала. Такое изменение величины растяжения согласуется с вращением вокруг Эйлерова полюса, положение которого вблизи Чарской впадины было определено ранее по механизмам очагов землетрясений [Zonenshain, Savostin, 1981]. Е.Е.Милановский [1987] оценивает амплитуду раздвигания

Байкальской зоны в 10-20 км. Однако Е.В.Артюшков [1993; Artyushkov et al., 1991] обратил внимание на то, что раздвигание, которое отражено в геологической структуре Байкальской зоны, значительно меньше (не более 5-10 км), что, по его мнению, недостаточно, чтобы вызвать проседание основания рифта на измеренную величину. Дополнительное опускание Е.В.Артюшков связывает с уплотнением (эклогитизацией?) корового вещества над выступом аномальной мантии. К близкому выводу пришла Т.П.Иванова [1990], обратившая внимание на приуроченность Байкальской зоны к блокам древнего основания, претерпевшим высокую, вплоть до гранулитовой фации, степень метаморфизма. По мнению Т.П.Ивановой, повышенный тепломассоперенос из аномальной мантии вдоль крупнейших раздомов мог привести к уплотнению низов коры и, как следствие, к дополнительному погружению.

1.6.4. Рифтовые зоны Исландии

Современные рифтовые и трансформные зоны Исландии представляют собой сегмент Срединно-Атлантической рифтовой системы, возвышающийся над уровнем моря. Не обсуждая эдесь причины аномальной высоты исланд-

ского сегмента, отметим, что возможность непосредственного изучения его строения, развития и механизма образования дает уникальный материал для познания океанических рифтов. Важнейшие элементы строения и тектонической эволюции Исландии выявиди Г.Кьяртанссон. Р. ван Беммелен, М. Руттен, Тр. Эйнарссон, Дж. Уокер. С. Тораринссон, П. Уорд. Г. Палмасон. Т.Эйнарссон. К.Саймундссон и другие ученые. результаты исследований которых обобщены в работе [Palmason, Saemundsson, 1974]. Существенный вклад в изучение геологии Исландии внесли работы Исландской экспедиции Академии наук СССР, выполнявшиеся в 1971-1973 гг. Ю.Б.Гладенковым, В.И.Кононовым, Н.А.Логачевым, М.Г.Ломизе, Е.Е.Милановским, Б.Г.Поляком, С.М.Зверевым и другими исследователями под руководством В.В.Белоусова [Исландия..., 1978, 1979]. В этих работах принимал участие и автор.

Исландия сложена вулканическими, преимущественно континентальными породами, имеюшими более чем на 90% базальтовый состав, а также пролуктами их ледниковой и водной переработки. Возраст пород – с миоцена поныне. Современная вулканическая и тектоническая активность сосредоточена главным образом в так называемой Срединно-Исландской неовулканической зоне, которая на севере простирается почти меридионально, а в центре стоаны разлваивается и приобретает юго-западное простирание (рис. 35). Большинство исследователей, и в их ЧИСЛЕ автор, принимают неовулканическую зону за современное наземное продолжение срединно-океанической рифтовой системы. Центральная часть зоны пскрыта средне-позднеплейстоценовыми и голоценовыми тоящами. Их обрамляют выходы нижнего плейстоценаи, местами, верхнего плиоцена. В остальной части острова распространены преимущественно миоценовые, в меньшей степени нижнеплиоценовые базальты, среди которых выделена ось древней рифтовой зоны [Ward, 1971; Saemundsson, 1974; McDougall et al., 1977; Исландия..., 1979]. На юге она унаследована западной ветвью неогектонической зоны, а на севере, между ледником Лангиокудль и п-овом Скага, перестала функционировать как рифт примерно с середины плиоцена.

Если древний Исландский рифт находился по-

чти на продолжении осевых частей срединно-океанических хребтов к северу и к югу от Исландии, то северная часть и восточная ветвь южной части неовулканической зоны отстоят от них на десятки километров к востоку. Прибрежные области между окончаниями этих отрезков неовулканической зоны и соседних океанических рифтов характеризуются повышенной сейсмичностью и сдвиговой ориентировкой напряжений в очагах землетрясений [Tryggvason et al., 1958; Sykes, 1967; Ward, 1971], что позволило П.Уорду рассматривать их как трансформные зоны, Тьорнесскую на севере и Рейкъянесскую на юге страны.

Они характеризуются на поверхности преобладанием структурных форм того же «рифтового» простирания, что и в других частях неовулканической зоны (рис. 36). Разломы «трансформного» простирания в Тьорнесской зоне более многочисленны, чем в Рейкьянесской. На западе Исландии П. Уорд выделил также Снайфедльснесскую трансформную зону, ограничивающую с севера западную ветвь неовулканической зоны Южной Исландии.

Особенности строения неовулканической зоны лучше всего видны на примере голоценовых тектонических нарушений и вулканических форм. Голоценовые разрывные нарушения представлены зияющими трешинами (раздвигами), сбросами и сбросо-раздвигами, простирающимися примерно вдоль неовулканической зоны. Как справедливо отмечалось [Saemundsson, 1974], в северной части зоны они группируются в пучки интенсивных линейных нарушений, между которыми подобные образования сравнительно редки. Такая же картина наблюдается в южной части зоны.

Среди голоценовых вулканических построек различаются крупные центральные вулканы, щитовые вулканы и зоны трещинных извержений. В отличие от щитовых вулканов и большинства зон трещинных извержений, центральные вулканы характеризуются длительным развитием и тем, что в них, наряду с базальтовым, извергался материал кислого и среднего состава; характерны кольцевые обрушения. К.Саймундссон [Saemundsson, 1974] считает, что центральные вулканы приурочены к срединным частям пучков линейных нарушений. Однако есть основания полагать, что пересечение разломов разных направлений также играет определенную роль в их локализации.



(a) Earlier Pliocene (5 mln. years ago); (6) Late Pliocene
(2.5 mln. years ago); (9) Late Pleistocene (present moment)
(1) Active rift zones; (2) degenerative rift zones; (3) active iransform zones; (4) degenerative transform zones;

Зоны трещинных извержений обычно выражены цепями шлаковых конусов с кратерами посередине. Нередко они, прекратив извергаться, наследуются амагматичными трещинами растяжения, а в ряде мест отчетливо видно, что трещинные извержения проксходили непосредственно по раздвигам или сбросо-раздвигам и продолжаются амагматичными участками таких разломов. Очевидно, зоны трещинных извержений представляют собой в тектоническом смысле их разновидность. Располагаются вулканические цепи чаще всего в пучках линейных нарушений. При всех неровностях рельефа, обусловливающих направление течения лавовых потоков, пучки характеризуются в целом большими мощностями извергнутого вулканического материала, нежели разделяющие их участки, где значительные мощности отмечаются лишь в непосредственной близости к щитовым вулканам.

Суммируя амплитуды раздвигания по отдельным разломам и трещинам, можно подечитать ориентировочно среднюю скорость голоценового растяжения Срединно-Исландской зоны. Г.Бодварссон и Дж.Уокер [Bodvarsson, Walker, 1964], посчитавшие зияющие трещины выражением даек, не достигших земной поверхности, определили по ним скорость примерно в 6 мм/год, а С.Тораринссон [1970] дал 10-20 мм/год. Подсчет автора, выполненный в северной части зоны по разломам, как служившим каналами извержений, так и амагматичным, дал величину около 10 мм/год [Трифонов, 1976₆; Trifonov, 1978,].

Позднеплейстоценовые разломы простираются вдоль неовулканической зоны и относятся к числу сбросов и сбросо-раздвигов. Вулканические образования представлены специфическим комплексом пилдоулав, гиалокластитов, гиалобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава, выделенным под названием формации Моберг. Помимо того, что она участвует в строении центральных вулканов, формация слагает столовые горы, нередко с кратерами на плоских вершинах, и вулканические хребты. Последние состоят из сближенных вулканических конусов с частыми редиктами кратеров на вершинах. Особенности этих построек объясняются их образованием в водных резервуарах подо льдом или срели ледяного покрова, причем столовые горы представляются аналогами щитовых вулканов, а вулканические хребты - аналогом зон трещинных извержений [Bemmelen, Rutten, 1955]. Последние или располагаются в пучках голоценовых нарушений, или образуют самостоятельные подобные пучки. Для позднеплейстоценовых вулканических форм, в силу их подводного образования, фации, удаленные от центров извержений. мало характерны. Поэтому нарастание мощностей в пучках линейных нарушений выражено ярче, чем в голоцене.

Сопоставление голоцен-позднеплейстоценовых структурных форм с более древними образованиями наиболее показательно в северной, относительно просто построенной части неовулканической зоны. Вторичный тектонический наклон вулканических серий в срединных частях измеряется первыми градусами, а вблизи бортов не превышает 10°. Он существенно возрастает (до 15-30°, а местами до 50°) лишь во флексурах, протягивающихся вдоль красе зоны [Walker, 1965; Saemundsson, 1974]. Разломы на западном борту зоны распространены шире, чем на восточном. Они являются сбросами, по которым неовулканическая зона опущена относительно ее обрамления, и выражены в рельефе уступами высотой в десятки метров. Сбросы в основном простираются вдоль зоны. Но обычно непротяженны, часто ветвятся и располагаются эшелонированно друг относительно друга. Повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах обрамления, распространены дайки, обычно продольные, причем в относительно древних частях разреза их больше, чем в более молодых. В целом, северная часть Срединно-Исландской зоны представляет собой сложно построенный асимметричный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями Выходы относительно молодых пород сменяются более древними от центра к краям. В краевых частях широко распространены вулканические постройки формации Моберг, более древние, чем последнее оледенение. По данным палеомагнитных измерений, геологическим соотношениям и степени сохранности они разделяются на несколько генераций. Одновозрастные постройки чаще всего образуют вулканические хребты или цепочки столовых гор, вытянутые вдоль зоны. По-видимому, они отвечают пучкам линейных нарушений, аналогичным позднеплейстоценовым. Среди нижне- и среднеплейстоценовых образований различается несколько таких пучков.

Сложнее определить внутреннюю структуру илейстоценовых субаэральных базальтов. В ряде мест наблюдается существенное возрастание их мощности от периферии к центру зоны, подобное выявленному Дж.Уокером в миоценовой серии базальтов Восточной Исландии. Такое возрастание мощности наблюдалось в долине р.Йокулсаа-Фьодлум для базальтов конца среднего плейстоцена, на северо-востоке п-ова Мелраккаслетта для базальтов начала среднего плейстоцена и вблизи западного края зоны, между Фльотсхейди и Лангаватнсхейди, – для нижнеплейстоценовых базальтов.

Но наряду с этим обнаружена и противололожная тенденция. В западной части зоны



(Фльотскейди) разрез неовулканической серии начинается с пород палеомагнитного эпизода Гилса, залегающих несогласно на миоценовых (?) базальтах, а немного восточнее эти породы выклиниваются, и миоцен перекрывается обратно намагниченным нижним плейстоценом. Подобное сокращение мошности базальтов от периферии к центру зоны наблюдалось на западе п-ова Мелраккаслетта, а Г.Венсинк [Wensink, 1964] отметил его в районе Йокулсадалура. В крайних к востоку разрезах северо-восточной части зоны в основании неовулканической серии присутствуют верхнеплиоценовые базальты мощностью 120-130 м, а западнее они выклиниваются и на миоценовых (?) базальтах залегает обратно намагниченный нижний плейстонен По-вилимо-

Рис, 38. Сопостевление сводных разрезов западной и восточной вствей рифта Южной Исландии

а - восточный борт западной ветви; б - западный борт восточной ветьи [Трифонов, 1977; Trifonov, 1978,]

1 - песчаник; 2 - гравелит; 3 - тиллит; 4 - субазральный базальт; 5 - столбчатый базальт; 6 - подушечная базальтовая лава; 7 - базальтовая гиалобрекчия; 8 - базальтовый гиалокластит; 9 - риолит; 10 - поверхность несогласия; 11 - фаунистические и растительные остатки; 12 - нормально намагниченные породы; 13 - обратно намагииченные породы

Q, - верхний плейстоцен; Q,² - верхняя часть среднего плейстоцена (верх); Q,1 - верхняя часть среднего плейстоцена (низ), Q1 - нижняя часть среднего плейстоцена (верх); Q. - нижняя часть среднего плейстоцена (низ); ЕО - нижний плейстоцен, эпоха Матуяма; EQg - самая нижняя часть нижнего плейстоцена (эпизод Гилса); N,²mt - верхняя часть верхнего плиоцена, апоха Матуама; N₂'es - нижняя часть верхнего плиоцена, эпо-ха Гаусса; N₂' - нижний плиоцен; (N₁'?-)N₂' - нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена

Figure 38. Correlation of generalized stratigraphic sections for the western and castern branches of the South Iceland rift

(a) the eastern flank of the western branch; (b) the western flank

of the eastern branch |Трифонов, 1977; Trifonov, 1978 | (1) Sandstone; (2) gravel; (3) tillite; (4) sub-aereal basalt; (5) column basali; (6) pillow-lavas; (7) hyallobreccia; (8) hyalloslasts; (9) rhyolite; (10) surface of inconformity; (11) paleontological findings; (12 normally-polarized rocks; (13) reverse-polarized rocks Q_i - Upper Pleistocene; Q_i^2 - upper part of the Middle Pleistocene (upper layers); Q_i^2 - upper part of the Middle Pleistocene (lower layers); Q12 - lower part of the Middle Pleistocene (upper layers); O. - lower part of the Middle Pleistocene (lower layers); EQ - Lower Pleistocene, the Matuyama epoch; EQg - the lowest part of the Lower Pleistocene, the Gilsa episode; N ^{3}mL - upper part of the Upper Pliocene, the Matuyama epoch; N ^{3}gs - lower part of the Upper Pliocene, the Gauss epoch N_1^{-1} - Lower Pliocene; $(N_1^{-1/2}-)N_2^{-1}$ - Lower Pliocene and possibly Upper Miocene

му, отдельные базальтовые комплексы имеют форму лина, вытянутых вдоль неовулканической зоны, но сокращающихся или выклинивающихся в обе стороны вкрест ее простирания. По аналогии с голоценовыми базальтами можно предполагать, что наиболее утолщенные части линз отвечают лучкам магмоподводящих трещин и разломов.

Итак, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднеплейстоценовых образований на более древние этапы развития неовулканической зоны и считать ее наземным продолжением Срединно-Атлантической рифтовой системы. От других ее сегментов Исландия отличается повышенной по меньшей мере до 20 км мошностью габбро-базальтовой

коры, но под ней, как и в других океанических рифтах, залегает разуплотненная и разогретая мантия со скоростями V_p=7,7-7,8 км/с [Palmason, 1971].

Развитие неовулканической зоны в прошлом (как и теперь) происходило в условиях горизонтального растяжения. Оно выражалось прежле всего в образовании и приоткрывании трещин И разломов, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались сбросы, грабены и полуграбены. Разрывообразование и сопровождавший его вулканизм охватывали широкую полосу, внутри которой растяжение не реализовалось равномерно, а концентрировалось в нескольких сравнительно узких пучках линейных нарушений [Трифонов, 1976.; Trifonov, 1978.]. Между такими пучками могли, вероятно, длительно сохраняться на месте бло-Ки древних вулканических пород и относительно древней коры. Если подобный процесс происходил при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, он может объяснить наличие реликтов континентальной коры (микроконтинентов) среди океанических образований.

Среднюю скорость раздвигания неовулканической зоны можно оценить сугубо гипотетически, если допустить, что при всех изменениях от эпохи к эпохе средняя ширина полосы активного рифтогенеза оставалась примерно постоянной. Тогда разница расстояния между древнейшими вулканическими цепями (около 70 км) и шириной современной полосы активного рифтогенеза (30–40 км) даст величину раздвигания за последние 3–3,5 млн лет. Средняя скорость раздвигания оказывается при таком подсчете близкой к скорости голоценового раздвигания (около 10 мм/год).

1.6.5. Трансформные зоны Исландии

Вопрос о соотношениях Срединно-Исландской зоны и соседних отрезков океанической рифтовой системы — это вопрос о структуре и зволюции трансформных зон Исландии. Снайфедльснесская зона в западной части представлена разломами и трещинами юго-восточного простирания. Большая их часть смещает лишь неогеновые породы и несет отчетливые следы последующего гляциального воздействия. Редки магмоподводящие каналы формации Моберг и мелкие цепочки голоценовых вулканов того же простирания. Нарушения юго-восточного простирания сочетаются с разломами и трещинами «рифтового» направления, которые чаще оказываются более древними (район оз.Лангаватн). Нарушения юго-восточного простирания образуют почти широтный кулисный ряд. На его восточном продолжении оказываются северные границы плейстоценового и голоценового вулканизма у северных краев ледников Лангйокудль и Хофсйокудль и линеаменты юго-восточного простирания, отдешифрированные на космических изображениях Landsat [Thorarinsson et al., 1973; Трифонов, 1983].

Снайфедльснесская зона разделяет участки неовулканической зоны, эволюционировавшие по-разному (рис. 37). Развитие северной части Срединно-Исландской рифтовой зоны началось с середины плиоцена (древнейщие горизонты неовулканической серии имеют радиологический возраст около 3 млн лет [McDougall, Wensink, 1966] и относятся к палеомагнитной эпохе Гаусса [Трифонов, 1976,], когда перестала функционировать в качестве рифта северная часть его западной ветви. На юге ситуация иная, Н.А.Логачев и автор описали мошный разрез плиоцен-четвертичных пород на восточном борту западной ветви рифта (рис. 38). Подобный разрез, по данным Н.А.Логачева и Е.Е.Милановского, находится и на запалном краю этой ветви [Исланлия.... 1978]. Однако на западном борту восточной ветви рифта мошность нижней части плиоцена сокращена в 2-3 раза, а верхней части плиоцена – в 3-4 раза. Там появляются значительные размывы и угловые несогласия.

Возрастает роль обломочного материала. Лишь в нижнем плейстоцене мощность вулканических накоплений в восточной ветви достигает уровня западной ветви рифта, а, начиная со среднего плейстоцена, объем извергнутого вулканического материала становится больше, чем на западе. Таким образом, как предположил ранее К. Саймундссон [Saemundsson, 1974], до начала плейстоцена восточной ветви рифта в Южной Исландии не существовало, и в позднем плиоцене Снайфедльснесская зона связывала новообразованную северную часть неовулканической зоны с сохранявшейся южной частью западной ветви рифта. Одновременно с северной частью неовулканической зоны возникла ограничивающая ее с севера Тьорнесская трансформная зона. В четвертичное время восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, и западная ветвь постепенно уступает ей главенствующую роль. Возникает Рейкьянесская трансформная зона на юге Исландии, а Снайфедльснесская зона сохраняется в качестве северной границы реликтовой западной ветви рифта, и ее активность ослабевает.

Для понимания эволюции трансформных зон важно было выяснить структурную роль эшелонированного расположения разломов «рифтового» простирания. Отмечалось кулисное строение молодых разломов и трещин неовулканической зоны [Tr.Einarsson, 1967, 1968; Tryggvason, 1968]. По данным К.Накамура {Nakamura, 1970], в голоценовых грабенах Тингведлира и Рейкьянеса правые и левые кулисные ряды распространены приблизительно одинаково и приурочены: первые к западным, а втерые к восточным бортам этих грабенов, углубляющихся к юго-западу. Отсюда следует, что образование эшелонированных систем связано с неравномерным проседанием грабенов.

Исследования автора показали, однако, что, хотя закономерность, выявленная К.Накамура, в отдельных случаях имеет место, в целом она подчинена более общему правилу: преобладанию в северной части неовулканической зоны правых кулисных рядов, а в южной части - левых (см. рис. 35, 36). Это проявляется и во взаимном расположении голоцен-позднеплейстоненовых пучков линейных нарушений, и в деталях их строения: в расположении трещин растяжения, мелких грабенов, вулканических целей. Правая кулисность повторяется на севере Исландии и в более древних элементах структуры: строении допозднеплейстоценовых вулканических целей, сложенных формацией Моберг, разломов запалного борта рифта и флексурных зон на обсих его сторонах.

Ось кулисного ряда, образованного главными пучками молодых нарушений Северной Исландии, описывает плавную дуту, почти меридиональную на юге, где она близка к простиранию самих пучков, но на севере отклоняющуюся на северозапад и образующую с простираниями пучков угол до 40°. Батиметрия подводного хребта Колбейнсей (севернее Исландии) на юге также обнаруживает признаки правой кулисности, причем ось этого кулисного ряда, на севере почти совпадающая с простиранием хребта, по мере продвижения к югу все более отклоняется на юго-восток. Оба указанных кулисных ряда сливаются в единый ряд, ось которого описывает S-образный изгиб, простирающийся в центральной части на западсеверо-запад. В Южной Исландии соотношения эшелонированных элементов структуры зеркально противоположны. Ось кулисного ряда, протягивающегося от восточной ветви неовулканической зоны до северной части подводного хребта Рейкьянес, очерчивает Z-образный изгиб, который в средней части простирается широтно.

Эшелонированное расположение разломов, по которым происходит раздвигание рифтовой зоны, свидетельствует о наличии в них сдвиговой компоненты движений, правой – на севере и левой – на юге Исландии. В рифтовых зонах, где оси кулисных рядов близки к простиранию рифта, сдвиговая компонента невелика. Но в средних частях S-образного и Z-образного изгибов кулисных рядов она становится преобладающей вдоль их осей. Именно кулисные ряды сбросов, раздвигов и вулканических цепей «рифтового» простирания является главным геологическим выражением Рейкьянесской и Тьорнесской трансформных зон.

В самой молодой Рейкьянесской зоне разломы собственно «трансформного» направления единичны, тогда как в более древней Тьорнесской зоне они становятся заметным элементом структуры. Среди них выделяются Хусавикские разломы, вдоль которых К. Саймундссон [Saemundsson, 1974] предположил значительные, до 60 км, правосдвиговые смещения. Данные автора — сходство рисунка разломов с рисунком континентальных сдвиговых зон, преобладающее направление борозд на зеркалах скольжения, наличие по одному из разломов голоценовых правосдвиговых смещений на 25–30 м при вертикальной составляющей 8–10 м — подтверждают правосдвиговую природу Хусавикских разломов.

Геоморфологические данные о перестройке долины р. Фньоска [Th. Einarsson, 1962] и сведения о времени движений по Хусавикским разломам дают основание предполагать, что нарушения «трансформного» направления являются в Тьорнесской зоне новообразованиями, хотя и довольно древними. Их структурная роль возрастала со временем, но до сих пор не достигла роли эшелонированных нарушений «рифтового» направления. Западная часть Снайфедльснесской зоны представляет собой следующую стадию эволюции этого типа структур: в ней «рифтовое» направление оказывается подавленным новообразованными разломами трансформного простирания.

Данные по Исландии показывают, что трансформные зоны закладываются как ряды эшелонированно расположенных нарушений «рифтоного» направления, и на первых порах возникающие сдвиговые напряжения реализуются образованием все новых разломов и трещин в таких рядах. Однако по мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений этого оказывается недостаточно и под очень небольшим углом к оси ряда возникают многочисленные мелкие сколы, по которым происходят в каждом случае небольшие, но в сумме значительные сдвиговые перемещения (Снайфедльснесская зона). Обособление Хусавикских сбросо-сдвигов, возможно, отражает начальную стадию следующего преобразования трансформной зоны — концентрации сдвиговых перемещений вдоль одного или нескольких крупных разлемов. В дальнейшем они могут перерасти в единый крупный трансформный разлом.

Байкальская и Исландская рифтовые системы различаются: строением литосферы, интенсивностью магматизма, скоростью раздвигания, структурным проявлением рифтогенеза и, в частности, глубиной осевого грабена. Но обе системы являются крайними представителями единого класса структур, развивающихся в условиях поперечного горизонтального растяжения. Показательно общее для обеих систем угонение литосферы в области рифтогенеза и сходство строения Рейкьянесской и Тьорнесской трансформных зон с северо-восточным «трансформным» флангом Байкальской системы, также представленным, прежде всего, кулисным рядом рифтогенных структур.

Глава 2 Сравнительный анализ новейших структур Евразии

2.1. Принципы сравнительного анализа

В предыдущей главе были рассмотрены неко-Торые, наиболее выразительные и отличные друг от друга тектонотипы новейших структур и их сочетаний. Разумеется, они не исчерпывают разнообразия новейших структур Евразии. И дело не в ограниченном количестве рассмотренных примеров, а в индивидуальности неотектонического строения различных территорий, обусловленной своеобразием сочетаний факторов тектоногенеза. Поэтому, принимаясь за сравнение новейших структур, следует прежде всего договориться о принципах сравнения, т.е. о морфолого-генетической классификации структур. Очевидно, такая классификация не может быть одномерной. Можно наметить, по меньшей мере, четыре группы параметров, или линий сравнения, независимые друг от друга, Это; динамическая обстановка эпохи структурообразования; физические свойства среды, испытывающей деформации и смещения; стадия развития структуры; географическая обстановка структурообразования.

Динамические обстановки новейшего этапа, как, очевидно, и предшествовавших эпох, можно разделить на обстановки горизонтального сжатия, растяжения, сдвига, а также поднятия и опускания без существенной горизонтальной составляющей. Обращаем внимание на два обстоятельства. Во-первых, указанные типы обстановок редко существуют в чистом виде. Чаще приходится иметь дело с их сочетаниями. По преобладанию той или иной компоненты можно строить ряды переходов одной обстановкк в другую. Во-вторых, отнесение территории к тому или иному типу обстановок зависит от ранга рассмотрения структур. Так,

Северная Армения, расположенная перед фронтом движущейся на север Аравийской плиты, в нелом испытывает сжатие. Однако оно реализуется сдвигами, в зонах которых в соответствующей локальной обстановке развиваются специфические присдвиговые формы. Другой пример -Северо-Монгольская система субширотных левых сдвигов, среди которых ведущую роль играет Хангайский разлом. На участках его локального искривения или кулисного подставления ветвей возникают условия растяжения и формируются небольшие грабены. Более крупной структурой подобного типа является меридиональный Хубсугульский грабен, развивающийся на стыке Цэцэрлегской и Тункино-Мондинской сдвиговых зон. Этот грабен обладает чертами рифта шелевого типа.

Сравнительный анализ новейших структур с разными физическими свойствами деформируемой среды охватывает широкий спектр различий от глобального масштаба (континентальная или океаническая литосфера) до локального (различия плотности, пластичности и других характеристик пород в отдельных формах и зонах нарушений). Следует учитывать предопределенность простиданий и некоторых морфологических особенностей новейших структур физическими неоднородностями и чертами строения, заложенными в предшествовавшие геологические эпохи. Особого внимания заслуживают различия условий и проявлений тектонических процессов на разных уровнях литосферы одного и того же региона. Выявлять такие различия сложно из-за несовершенства методик детального изучения глубинных новейших структур, однако немногие полученные результаты оказываются весьма интересными.

Третья линия сравнения, учитывающая стадии

развития новейших структур, опирается на направленные изменения свойств среды в процессе тектогенеза и закономерное возбуждение его дополнительных источников по мере развития.

Наконец, в четвертой группе параметров. определенной как географическая обстановка структурообразования, существенны климатические условия, растительность, гидрология и гидрогеология, причем, последняя не только влияет на механические свойства среды, но и, в свою очередь, зависит от геологического строения и неотектоники региона. Что же касается климата и связанных с ним растительности, гидрологии и отчасти гидрогеологии, то они в значительной мере определяют интенсивность эрозии и седиментогенеза, нарушающих изостатическое равновесие и вызываюших тектонические движения, направленные к его восстановлению. Не останавливаясь пояробнее на этой группе факторов сосредоточим внимание на трех предыдущих. Будут рассмотрены ряды новейших структур, формировавшихся в близких геодинамических обстановках, и показаны их различия в зависимости от физических свойств среды и стадий развития.

2.2. Рифтовые области

2.2.1. Континентальные рифты

Как показано в предыдущей главе. Байкальская рифтовая зона имеет форму длинного дугообразно изогнутого одностороннего грабена, осложненного второстеленными нарушениями. Территория грабена характеризуется небольшим, на 5-7 км, утонением континентальной коры. Новейший грабен приурочен к

Рис. 39. Неотектоническая карта Восточно-Африканской рифтовой системы [Казьмин, 1976]

1- плиоцен-четвертичная рифтовая зона; 2- более древние рифтовые разломы, доказанный (а) и предполагаемый (б); 3- плиоцен-четвертичные разломы доказанный (а) и предполагаемый; (б), 4- прансформные сдвиги: доказанный (а) и предполагаемый; (б), дляна стрелки соответствует велячине смещения: 5- направление движения блоков и плит

Figure 39. Neotectonic map of the East African rift system [Казьмин, 1976]

(1) Pliocene-Quaternary rift zone; (2) older rift faults, proved (a) and assumed (b); (3) Pliocene-Quaternary rift biundary faults, proved (a) and assumed (b); (4) Iransverse faults, proved (a) and assumed (b); length of arrow corresponds to value of displacement; (5) direction of block or plate motion



ослабленной зоне раннепалеозойских тектонических нарушений и сопряжен на юго-западе и северо-востоке с субщиротными зонами левослвиговых деформаций, перемещения вдоль которых могли вызвать косое растяжение Байкальской зоны. Величина этого растяжения оценивается по геологическим данным примерно в 5 км и во всяком случае не превышает для верхнекорового слоя 15 км. Этого недостаточно, чтобы обеспечить погружение фундамента в грабене на несколько километров, что заставляет допустить существование пополнительных источников погружения. Ими могут быть установленное уплотнение (по сравнению с соседними территориями) нижней коры, которое, по мнению Е.В.Артюшкова, частично достигает величин, соизмеримых с плотностью мантии.

В Байкальской зоне почти отсутствует новейший вулканизм, достаточно широко представленный восточнее (Патомское нагорье и хребет Удокан) и юго-западнее (Тункинская впадина) рифтовой зоны. Вулканические проявления приурочены к области утонения литосферы и проникновения к поверхности до глубин около 100 км и, возможно, 50 км аномально горячей мантии. Байкальская зона находится на краю этого мантийного выступа, тогда как в его центральной части распространены лишь небольшие полуграбены и почти безамплитудные трещины, к которым приурочены вулканические постройки.

Е.Е. Милановский [1976] отнес Байкальскую зону к типу щелевых рифтов, противопоставив их другому типу континентальных рифтов — сводово-вулканическому. Последние, как ясно из названия, отличаются обильным вулканизмом и сводовым воздыманием территории, примыкаюшей к рифту. Оба эти явления могли предшествовать образованию грабенов. Рифты второго типа характеризуют также большие масштабы растяжения и более значительное утонение коры и утонение (или перерождение) мантийной части литосферы.

Оба типа континентальных рифтов представлены в Восточно-Африканском рифтовом поясе (рис. 39). Он был впервые выделен Е.Зюссом как система Великих Восточно-Африканских разломов и описан в ряде монографий [Дикси, 1959; Белоусов и др., 1974; Милановский, 1976; Казьмин, 1987]. Пояс состоит из Западной (Ньяса-Танганьикской) и Восточной (Кенийско-Эфиолской) ветвей. Первая представляет собой шелевой тип рифтов, а вторая — сводово-вулканический. Восточная ветвь на севере сопрягается с Красноморско-Аденской рифтовой зоной.

Западная ветвь состоит из кулисно, а на севере четковилно расположенных трабенов Ньяса (Малави) – Рукна, Танганьика, Киву, Эдуард-Георг, р. Семлики – оз.Альберт, р. Альберт – Белый Нил. Все грабены односторонние, причем глаяные сбросы приурочены то к их западным, то к восточным бортам, иногда сменяясь даже в пределах единого грабена (Малави). Все они развиваются по сей день с раннего или среднего миоцена, частично наследуя на юге систему мезозойских грабенов и в целом совпадая с поясом позднепротерозойских дислокаций. Мошности новейших отложений лостигают нескольких кидометров. Большинство грабенов недокомпенсированы осадками и образуют озерные котловины. Наибольшую глубину, до 1470 м, имеет оз. Танганьика.

Одновременно с проседанием грабенов местами происходило небольшое, до 2 км, полусводовое воздымание верхних крыльев сбросов, а на межграбенных перемычках имел место умеренный вулканизм. Полоса грабенов характеризуется немного пониженной мощностью коры [Милановский, 1976] и, возможно, мантийной части литосферы [Ebinger et al., 1989]. Величина растяжения грабенов, рассчитанная по морфологии сбросов, не превышает 10 км, т.е. 15% первоначальной сирины [Ebinger, 1989].

Кенийская и Эфионская зоны Восточной ветви Восточно-Африканского рифтового пояса представляют собой цепь грабенов, которые не столь глубоки, как рифты западной ветви, и по размаху вертикальных движений могут рассматриваться лишь как осложнение общирных сводовых поднятий, совпадающих с ареалами вулканизма, начавшегося до возникновения рифтов. Если на ранней стадии вулканизм был плошадным, то позднее он в эначительной мере сконцентрировался в рифтах. Кенийская зона образована цепочкой преимущественно односторонних грабенов. Сводовое поднятие не превышает 1,5 км. Вулканизм имеет щелочной состав. Мощность коры в осевой части рифта близка к 20 км [Казьмин, 1987], а рассчитанная мошность упругой части литосферы составляет 27 км [Ebinger et al., 1989]. Величина растяжения достигает 15 км [Логачев,

1974]. В Эфиопской зоне [Казьмин, 1974, 1976, 1987] рифты прошли стадию односторонних грабенов и, как правило, приобрели более симметричную форму. Сводовое поднятие превышает 2 км. Щелочность вулканизма меньше, чем в Кенийской зоне, а общий объем извергнутого материала в несколько раз больше. Рассчитанная мощность эластичной части литосферы уменьшается до 21 км. Мошность коры на севере рифта не превышает, по данным сейсмического зондирования [Вегскhemer et al., 1975], 24 км. Величина растяжения оценивается в северо-восточной части рифта в 25–30 км [Казьмин, 1987].

На северо-востоке Эфиопский рифт переходит в треугольную Афарскую впадину, представляющую собой область тройного сочленения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов. Впалина выполнена новейшими вулканитами преимущественно базальтового состава и осадками, включая эвапориты. Южная часть впадины образована расширяющимся продолжением Эфиопского рифта с осевым грабеном Исса. Севернее выделяются несколько грабенов и осевых зон растяжения, которые могут рассматриваться как продолжение Аденской рифтовой зоны (рис. 40). Они кулисно подставляются юго-восточным окончанием осевой зоны Красноморского рифта, будучи отделены от него Данакильским горстом. В некоторых осевых зонах Афарского рифта можно допустить существование узких прерывистых полос полного разрыва континентальной коры. Максимальное утонение коры, до 14-16 км, отмечается на сенере и востоке Афара, причем в наибольшей степени сокращена ее верхняя, низкоскоростная, часть. Кора подстилается аномальной мантией с плотностью 3.1 г/см³.

В поперечном сечении Красноморского рифта выделяются плечи плато, местами обнаруживающие признаки полусводового воздымания в направлении рифта, приморская равнина, главный трог и осевая зона [Казьмин, 1987]. Они разделены сбросовыми уступами высотой до 4 км. В результате смещений по этим сбросам, связанного с ними вращения блоков и внедрения даек нерхняя часть коры оказывается растянутой на 95— 135 км. Посередине осевой зоны выделяется узкое вулканическое поднятие, с которым связаны голоценовые извержения. Зона представляется аналогом осевой долины срединно-океанической рифтовой системы. Кора зоны имеет океаничес кий тип строения и непосредственно подстилается низкоскоростной мантией, кровля которой местами находится на глубине 4 км. Полосовые магнитные аномалии свидетельствуют о плиоценчетвертичном возрасте осевого грабена. Скорость раздвигания оценивается в 10–16 мм/год, а его суммарная величина, соответствующая ширине грабена, составляет 40–60 км. В северо-западной части Красноморского рифта осевой грабен переходит в цепочку впадин. Там величина раздвигания меньше.

Строение Аденской зоны постепенно изменяется по простиранию. Если на западном окончании она сходна с Красноморской зоной, то восточнее все более приобретает черты океанского рифта. Здесь в ее сечении выделяются бортовые уступы, краевые впадины и срединный хребет с осевой долиной посередине. Центральная часть рифта лишена континентальной коры.

По данным В.Г.Казьмина [1987], образованию Восточной ветви рифтового пояса предшествовал трапповый вулканизм Эфиопского плато, начавшийся 55 млн лет назад. К северу и востоку от него примернс 40 млн лет назад закладываются грабенообразные депрессии Аденского и Красноморского рифтов. Возникнув в южной части современного Красного моря, одноименный грабен распространялся к северу, так что к концу олигоцена началу миоцена морская ингрессия проникла в Суэцкий залив. Раздвигание рифтов на этой ранней стадии происходило путем растяжения со скоростью до 3,5 мм/год и утонения континентальной коры 22 млн лет назад развитие рифтовых зон замедлилось, а 20 млн лет назад прекратился вулканизм.

Примерно 15 млн лет назад, в начале среднего миоцена, начали развиваться в виде депрессий Эфиопская и Афарская рифтовые зоны, а в Аденском и Красноморском рифтах возобновились раздвигание и погружение. 13,5—12 млн лет назад возник Кенийский вулканический ареал [Логачея, 1974]. В позднем миоцене процессы рифтогенеза в Эфиопском и Афарском рифтах активизировались [Казьмин, 1976, 1987]. 10 млн лет назад произошел разрыв континентальной коры и начался спрединт океанского типа в восточной и центральной частях Аденского рифта. Скорость раздвигания возросла в несколько раз. В плиоцене разрыв континентальной коры распространился, по данным В.Г.Казьмина, в западную часть Аден-



Ряс. 40. Афарское тройное сочленение в четвертичное время (0-1,8 млн лет) [Казьмин, 1987]

1 - базальт, щелочной базальт и трахит; 2 - шелоче врижи (0 -, 6 или лагу) (дазавили, 1907) 1 - базальт, щелочной базальт и трахит; 2 - шелоче й риолит; 3 - туф; 4 - 7 - вулканы (4 - щитовой базальтовый, 5 -риолит-трахит-базальтовый и шелочной, 6 - пантеллеритовый, 7 - раличные мелкие вулканы и цепочки вулканов; 8-12 - осадочные породы; 8 - песчаник и травелит, 9 - песох, 10 - глина, 11 - рифовый известняк, 12 - карбонатные осадки; 13 - граница фаший; 14 - рифтовая долина; 15 - главный рифтовый разлом или флексура; 16 - другие разломы

Figure 40. Afar triple junction in Quaternary (0-1.8 mln. years) [Казьмян, 1987] (1-3) Volcanic rocks: (J) basalt, alkaline basalt, thrakite, and other alkaline rocks, (2) alkaline phyofite, (3) tuff; (4-7) volcances: (4) shield basallic volcano, (5) rhyolite-thrakite-basalt and alkaline volcanoes, (6) pantellerne volcano, (7) different small volcanoes and volcanic chains; (8-12) sedimentary rocks: (8) sandstone and gravel, (9) sand, (10) clay, (11) ree[-type limestone, (12) carbonite sediments; (13) boundary of facias; (14) rsft valley; (15) moin rift fault and flexure; (16) other faults

ского рифта и произошел также в южной части Красноморского рифта. С раскрытием глубоких трещин на севере Эфиопского рифта связаны излияния щелочных базальтов. Возросла контрастность вертикальных движений, и ускорилось сводовое воздымание. 5 млн лет назад оформились краевые сбросы Кенийской рифтовой зоны, и вулканизм сконцентрировался внутри нее [Логачев, 1974]. В четвертичное время разрыв континентальной коры распространился в центр Красноморского рифта. Оформились осевые раздвиговые зоны в Афарском и Эфиопском рифтах.

Итак, Кенийская, Эфиопская, Красноморская и Аденская рифтовые зоны демонстрируют ряд структур, находящихся в разных стадиях развития от зарождения односторонних грабенов на континентальной коре через ее постепенное утонение и усложнение рифтовой структуры с вулканическими извержениями на нарушениях раздвигового типа к разрыву и раздвиганию континентальной коры и оформлению рифта океанического типа. Наиболее зрелый рифт этого ряда, Аденский, заложился раньше других, тогда как Кенийский, самый юный, находится на ранней стадии эволюции.

2.2.2. Океанические рифты

Дальнейшее развитие этого ряда в структурах срединно-океанических хребтов представляется Целесообразным рассмотреть в сравнении с рифтовой системой Исландии, которая является продолжением, хотя и своеобразным, Срединно-Атлантического хребта. Особенно интересны для такого сравнения океанические рифты, изученные с помощью подводных аппаратов и детальных батиметрических, магнитометрических и сейсмологических наблюдений. Одним из первых опытов такого рода были работы по проекту FAMOUS, предпринятые на отрезке Срединно-Атлантического хребта между 36°50' и 37°20' с.ш. [Heirtzler, van Andel, 1977; и др.]. Здесь была выделена система рифтов I-4 северо-северо-восточного простирания, расположенных эшелонированно друг относительно друга так, что каждый более северный рифт смещен относительно предыдущего к востоку и связан с ним субширотной трансформной зоной (рис. 41).

В поперечном сечении каждого рифта различаются: срединная долина, внутренние склоны, террасы и внешние склоны. При общей ширине





1-4-зоны нормальной намагниченности: 1- эпохи Брюнеса, 2-эпизода Олдувей (Гилса), 3-эпохи Гаусса, 4-эпохи Джилберта (2-эпизода), 5- структурные линии, простирающиеся вдоль магнитных аномалий; 6- рифтовая зона, 7-трансформная зона

Figure 41. Geological interpretation of the magnetic anomaly map of the FAMOUS test-site area, Central Atlantic [Ramberg et al., 1977]

(*Î*-4) Zones of normal magnetic polarity: (*I*) the Brunes epoch. (2) the Olduvei (Gilsa) episode. (3) the Gauss epoch. (4) the Gilbert epoch (2 episodes); (5) structural lines, parallel to the magnetic anomalies; (6) rift zone; (7) transform zone

рифтов 22-45 км выделяются формы с узким (1-4 км) дном и широкими террасами и широким (10-14 км) дном и узкими террасами [Ramberg, van Andel, 1977; Luyendyk, Macdonald, 1977]. В пределах срединных долин обнаружены овальные холмы высотой до 200 м, удлиненные в направлении простирания долин; хоямы занимают до 60% их площади и представляют собой вулканические постройки [Ballard, van Andel, 1977]. Отчетливо выделяется осевая цепь холмов, характеризующаяся на порядок большей, чем соседние холмы, намагниченностью [Macdonald, 1977]. Эта цепь принимается за современную ось спрединга. Но помимо нее закартированы параллельные подобные цепи

Как правило, они древнее, хотя на краях долин и даже на их склонах присутствуют молодые вулканы [Ballard, van Andel, 1977]. Днише долин нарушено малоамплитудными сбросами и раздвигами. К краям долин их больше, и на склонах они становятся решающим рельефообразующим фактором. Общая амплитуда сбросов на склонах местами превышает 1 км, причем поверхности разрывов наклонены под углами 50-60° в сторону долины [Macdonald, Luyendyk, 1977; Ballard, van Andel, 1977]. Скорость раздвигания рифтов составляет 20-24 мм/год [Needham, Francheteau, 1974; Heirtzler, van Andel, 1977; Macdonald, 1977].

Ширина трансформных А-С зон описываемого участка измеряется километрами и достигает 20 км на пересечении с рифтовыми долинами. Но активные участки зон, маркирусмые микросейсмичностью и гидротермами, значительно уже. На отдельных участках трансформных зон отмечается эшелонированное расположение уступов и трещин, простиоающихся наискось к зонам. Окончания соседних рифтовых долин не ограничены четкой линией трансформного разлома, а на протяжении нескольких километров захолят одна за другую, образуя пониженные участки трансформной зоны [Ramberg et al., 1977]. Вместе с тем, на всем протяжении трансформных зон плотность эпицентров микроземлетрясений гораздо выше, чем в рифтовых долинах [Macdonald, Luyendyk, 1977].

В ходе развития рифтов имело место затухание отдельных отрезков и образование параллельных им на новом месте. Такая скачкообразная миграция зафиксирована на восточном крыле рифта 4 двумя линиями полосовой магнитной аномалии, интерпретируемой как олдувейская (2–2,5 млн лет назад). Подобная миграция рифтовой зоны, но в более крупных масштабах, выявлена к северу от Исландия [Pitman, Herron, 1974]. Частным случаем перестроек такого рода представляется распространение рифта 3 в плейстоцене (эпоха Брюнес) на север, сопровождавшееся отмиранием на протяжении 10 км параллельного ему южного окончания рифта 2 [Ramberg et al., 1977].

Итак, детальное изучение рифтовых зон океанов обнаруживает в них элементы многих черт строения и развития, присущих рифтовой системе Исландии. Сходными оказываются: морфология тектонических нарушений, характер вулканизма. общее ступенчатое строение рифта, его развитие путем образования все новых раздеигов, часто служащих магмоподводящими каналами. На отдельных отрезках океанского рифта, как и в Исландии, спрединг осуществляется не путем разлвигания от одной оси, а путем геологически одновременного развития нескольких параллельных раздвигов. Отмечены случаи отмирания рифтовых отрезков и формирования параллельных им новых отрезков, отстоящих от прежних на более или менее значительное расстояние. Трансформные зоны на ранних стадиях развития нередко представлены эшелонированными рядами нарушений рифтового простирания (как в Рейкьянесской зоне Исландии) или сочетанием таких рядов с собственно трансформными нарушениями (как в Тьорнесской зоне). Перестройка и возникновение новых трансформных зон происходят в связи с перестройкой рифтов. Активные участки трансформных зон отличаются от рифтов более высокой сейсмичностью.

Вместе с тем, современная рифтовая зона Исландии шире типичных океанских рифтов и ее краевые уступы ниже. Если в океанских рифтах даже при одновременном развитии нескольких параллельных пучков магмоподводящих разрывов один из них является главной зоной раздвигания, то в Исландии таких отличий между пучками нет. Вероятно, эти особенности связаны с большей мощностью коры в рифтовой зоне Исландии [Palmason, 1971] и, соответственно, с большей глубиной магматических очагов и кровли аномальной мантии и поэтому с не столь резким латеральным Изменением литосферы и ее реологических свойств на границах рифтовой зоны.

В океанах обнаружены своеобразные возвышенности. На их поверхности вскрыты относительно мелководные отложения, которые оказались существенно древнее, чем можно было бы ожидать, если бы эти осадки перекрывали базальты, возникшие в свое время в зоне соядеменного срединно-океанического рифта и отодвинутые от него с расчетной скоростью спрединга. Такие осадки неокомского возраста обнаружены, например, в зоне трансформного разлома Раманш в Экнаториальной Атлантике (устное сообщение А.С. Перфильева и А.А. Пейве со ссылкой на Е.Бонатти и результаты исследований 1993 г. с судна «Академик Страхов»). Возвышенности описанного типа представляются отторженцами пассивной континентальной окраины, «застрявшими» посреди океана подобно тому, как между пучками одновозрастных раздвигов Исландии сохраняются на месте блоки относительно древних пород.
2.2.3. Проблемы рифтогенеза

Если эволюция континентальных рифтов сводово-вулканического типа в межконтинентальные и срединно-океанические [Милановский, 1976] выглядит достаточно убедительной, то направленность развития щелевых континентальных рифтов неясна. Можно допустить, что некоторые из них со временем развиваются по тому же пути, что и сводово-вулканические. Более вероятным представляется, однако, что большинство подобных рифтов со временем отмирают, оставаясь До Конца континентальными структурами. Показательно тектоническое положение шелевых рифтов. Байкальская зона расположена на краю выступа аномальной мантии, который породил некоторые «зачаточные» структуры сводово-вулканического рифтогенеза, не получившие, однако. дальнейшего развития. Есть основания полагать, что на глубине (может быть, на уровне основания коры) разломы Байкала выполаживаются и оказываются связанными с центральными частями мантийного выступа. Подобные структурные соотношения, возможно, связывают Северо-Балеарскую впадину с Лигурийской [Doblas, Oyarzun, 1990]. В последней интенсивный рифтогенез сводово-вулканического типа привел к разрыву континентальной коры, тогда как под Северо-Балеарской впадиной, как и под Байкалом, отмечается не столько подъем поверхности Мохоровичича, сколько уплотнение нижней части коры. Если глубинные листрические сбросы действительно играют решающую роль в образовании щелевых рифтов, масштабы происходивших при этом раздвиговых перемещений могут быть весьма значительными.

Выделяется группа новейших континентальных рифтов, которые по тем или иным признакам занимают промежуточное положение между щелевым и сводово-вулканическим типами. Таковы Рейнско-Ронский рифтовый пояс Европы и Провинция Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки. В Рейнско-Ронском поясе есть и признаки кайнозойского сводообразования, и новейший вулканизм, но они проявлены не на всем протяжении пояса. На большей его части растяжение не превысило 15 км и прекратилось, вызвав лишь некоторое утонение континентальной коры. Только на крайнем юге, в Лигурийской впадине, процесс привел к большему раздвиганию и формированию субокеанической коры. Можно допустить, что в этом случае рифтогенез начал развиваться по щелевому «сценарию», но в условиях более тонкой, чем в Прибайкалье и Восточной Африке, континентальной коры [Белоусов, Павленкова, 1989] и более прогретой мантийной части литосферы. Это предопределило проникновение в отдельные участки растягиваемой литосферы мантийного диапира или обусловленный растяжением декомпрессионный разогрев мантии, что привело к появлению черт сводово-вулканического рифтогенеза.

Под Провинцией Бассейнов и Хребтов, вероятно, развивается мантийная рифтово-трансформная зона океанического типа. Она дисгармонична по отношению к верхнекоровым грабенам и горстам и отлелена от них нижнекоровой зоной субгоризонтальных срывов и скольжения горных масс [Трифонов, 1979, 1983]. Формирование такой своеобразной дистармонии предопределено особенностями ларамийской субдукции, при которой поверхность взаимодействия океанской плиты Фараллон и Северо-Американской плиты была очень полого наклонена под континент и лишь под западной частью будущей Провинции Бассейнов и Хребтов испытывала крутое погружение, область которого отмечена интенсивным коллизионным магматизмом. Зона новейшего нижнекорового срыва унаследовала пологую часть прежней границы плит, а предполагаемая мантийная рифтово-трансформная зона - крутую часть этой границы. Таким образом, и в Рейнско-Ронском поясе, и в Провинции Бассейнов и Хребтов особенности новейшего рифтогенеза оказались предопределенными чертами строения литосферы, сформированными в предшествовавший этап геологической эволюции, в первом случае герцинский, а во втором - ларамийский. Более подробно вопрос о влиянии состояния и мощности литосферы на морфологию рифтовых зон рассмотрел А.М.Никишин [1985, 1987].

В литературе обсуждается нопрос об «актинном» и «пассивном» механизмах рифтогенеза. С одной стороны, все рифтовые зоны обнаруживают признаки поперечного или косого к их простиранию горизонтального растяжения, которое, за редкими исключениями, вписывается в общую геодинамическую обстановку региона, обусловливающую сочетание рифтогенных структур со сдвитами и иногда структурами сжатия. На этом основан «лассивный» механизм рифтогенеза, свя-

зывающий его с особенностями перемещения литосферных плит. пластин и блоков. С лругой стороны, под всеми более или менее значительными рифтами отмечается утонение литосферы. Нередки проявления вулканизма, гидротермальной деятельности и другие признаки повышенного теплового потока. Они свидетельствуют о приближении к земной поверхности относительно горячей астеносферной мантии, что рассматривается как причина «активного» рифтогенеза. Предлагаются два его механизма: соскальзывание литосферы с горячего поднятия мантии и увлечение литосферы горизонтальными мантийными потоками, создаваемыми расплыванием поднявшегося глубинного диапира. Вопрос о «пассивном» или «активном» механизмах рифтогенеза — это выбор между первичностью либо раздвигания литосферных масс, вызывающего польем глубинного мантийного вещества, либо подъема такого вещества (диапира, астенолита), вызывающего раздвигание литосферы.

В.Г.Казьмин [1987] на примере северо-востока Африки показал, что сводовое поднятие как отражение подъема глубинной мантии началось после зарождения рифтового грабена, что свидетельствует в пользу механизма «пассивного» рифтогенеза. Вместе с тем, ареальный вулканизм на месте Эфиопского и соседних рифтов начался раньше их зарождения, а такой вулканизм свидетельствует о приближении к поверхности глубинных мантийных масс не в меньшей стедени, чем воздымание свода Е.Е.Милановский [1987] приводит для Рейнско-Ронского пояса доказательства появления сволов и характерного для рифтов вулканизма раньше заложения грабенов. Но и сволы, и вулканизм окватывали (как и на северо-востоке Африки) не весь рифтовый пояс, а его отдельные участки. Это заставляет предполагать, что между такими участками рифтовая система рас-Пространялась вынужденно, в результате растяжения литосферы. В более крупном масштабе подобная четковидность расположения глубинных мантийных диапиров выявлена под срединноокеаническими хребтами. Все это еще более затрудняет выбор между «активным» и «пассивным» рифтогенезом.

Мне представляется, что противопоставление этих двух механизмов искусственно и обусловлено различиями в уровне (ранге) рассмотрения причинно-следственных связей между тектоническими процессами. И подъем глубинных мантийных масс, и латеральные мантийные потоки, увлекающие литосферные плиты, блоки и пластины, и погружение холодных и потому относительно плотных фрагментов литосферы в более горячую мантию являются элементами единой системы движения мантийного вещества, вероятно, конвективного. Причиной образования конкретного рифта может быть то или иное звено этой системы, отчего механизм образования на локальном уровне может быть как «активным», так и «пассивным».

Предлагаемый подход позволяет увидеть новый аспект в проблеме формирования и замыкания Тетиса. Начиная с позднего палеозоя, здесь возникали зоны спрединга, которые отчленяли от Гондваны более или менее крупные континентальные блоки (микроплиты), сближавшиеся с плитами Евразии. Как показал В.Г.Казьмин [1989], в эпохи коллизии этих блоков с Евразийской литосферой в их тылу появлялась новая зона спрединга, отчленявшая от Гондваны очередную порцию континентальных блоков, и процесс продолжался до их коллизии с Евразией, когда образовывалась новая зона спрединга и т.д. Так последовательно возникали и замыкались палео-, мезои нео-Тетис. Сейчас пазвивается Красноморско-Аленская зона спрединга и зарождается в континентальной литосфере Восточной Африки новая Эфионско-Кенийская зона. В палеотектонических реконструкциях В.Г.Казьмина обращает на себя внимание, что новые зоны спрединга в Тетисе возникали примерно на том же месте, что и прежние: на широте 0±20°. На той же широте развиваются сейчас рифты Сенеро-Восточной Африки. Пол ними и пол прилегающей частью Индийского океана данными сейсмической томографии [Андерсон, Дзевонский, 1984] выделяется обширная область относительно горячей (разуплотненной) мантии, прослеживаемая на сотни километров в глубину. Можно допустить, что эта крупнейшая зона подъема глубинного вещества существовала в течение всего мезозоя-кайнозоя. При медленном перемещении литосферы Гонлваны мантийным потоком на северо-восток ее краевая часть оказывалась над мантийным плюмом. Здесь происходил рифтогенез. и отторгнутые континентальные блоки вовлекались в более быстрое перемещение производимым плюмом латеральным мантийным течением.

Островные дуги и активные континентальные окраины

2.3.1. Типы и структурное значение глубинных сейсмофокальных зон

Важным систематическим признаком островных дуг и активных континентальных окраин является строение глубинной сейсмофокальной зоны. Она всегда наклонена в сторону дуги или континента, но наклон и его изменения различны. По этому признаку различаются курило-камчатский и индонезийский типы дуг. В курило-камчатском типе сейсмофокальная зона имеет более или менее выдержанный наклон разной крутизны. В разных частях Курило-Камчатской дуги он варьирует от 36 до 50°, а в Марианской и Соломоновой дугах превышает 70°.

Характерно неравномерное распределение гипоцентров землетрясений по глубинам. В Курило-Камчатской дуге их максимум приходится на глубины 30-50 км, хотя много гипоцентров и на меньших глубинах. Глубже 70 км количество гипоцентров резко убывает, но отмечаются их сколления на глубинах 300-350 км и 500-650 км. Глубже 700 км землетоясения неизвестны. На глубинах около 80, 130-160, 200-300 и около 400 км не только резко убывает количество гипонентров, но и отмечается повышенное поглошение сейсмической энергии. Сходные рубежи выявлены в Японской (рис. 42) [Новый каталог..., 1977; Тhe instruction..., 1981; Earthquake prediction..., 1984]. Малоантильской [Tomblin, 1972] и менее определенно в других сейсмофокальных зонах курило-камчатского типа. Скопления гипоцентров имеют форму субгоризонтальных линз, вытянутых на первые сотни километров, а верхняя, подкоровая, линза протягивается на значительно большее расстояние под островную дугу. Такая неравномерность в распределении гипоцентров. Вероятно, отражает наличие пол лугой субгоризонтальных зон пониженной добротности и повышенной вязкости, которые обеспечивают движение океанских масс в сторону континента, до-



Рис. 42. Положевие гипоцентров сильных землетрясений на профиле через Яповское море и Северную Японию по линии оз. Хасав г. Амори [Трифовов, 1987]

1 - поверхность Мохо; 2 - ось сейсмической зоны, образуемой гипоцентрами слабых землетрясений [Asada, 1982]; 3-5 - гипоцентры сильных землетряссний с магнитудами М: 3 - 6≤M<7; 4 - 7≤M<8; 5 - М≥8; показаны только гипоцентры землетряссний, расположенные не далее 1,5° от линии профиля

Figure 42. Location of strong carthquake hypocentres in the profile transverse to the Japan Sea and the Northern Japan along the line Khasan-Ameri [Трифонов, 1987]

(1) The Moho discontinuity; (2) axis of seismic zone, designed by weak earthquake hypocentres [Asada, 1982]; (3-5) hypocentres of strong earthquakes with magnitudes: $6 \le M \le 7$ (3), $7 \le M \le 8$ (4), $M \ge 8$ (5); only earthquake hypocentres, located not more, than 1.5° out of the profile line, are shown in it



Рис. 43. Геофизический разрез через Яванский желоб и Юго-Восточную Суматру [Hamilton, 1977] Плотности - в г/см³

Figure 43. Geophysical section transverse to the Java Trough and the Southeastern Sumatra [Hamilton, 1977] The rock densities are shown in g/cm³

полняющее их погружение вдоль наклонной сейсмофокальной зоны. Наибольшее структурообразующее и петрохимическое эначение имеет движение океанских масс вблизи границы коры и мантии, аргументы в пользу которого рассмотрены в предыдущей главе при описании Курило-Камчатской дуги. К обсуждению роли этого явления в глобальной циркуляции литосферных масс мы вернемся в главе 4.

Воздымание островной дуги или активной континентальной окраины определяется первоначальным строением их литосферы и масштабами проникновения под островную дугу или активную окраину пород океанической коры и легких продуктов дифференциации океанической мантии. Определенное значение при этом имеет наклон сейсмофокальной зоны. При сравнительно пологом Наклоне поддвиг разуплотненных океанских масс приведет к более существенному изостатическому воздыманию, чем при крутом наклоне сейсмофокальной зоны. Возможно, именно это обстоятельство объясняет низкую высоту островных дуг Идзу-Марианской, Соломоновой, Бисмарка, Новобританской, Кермадекской по сравнению с другими дугами, имеющими сходный с ними океанический тип строения литосферы, но более пологий наклон сейсмофокальной зоны.

В Суматра-Яванской островной дуге и сопряженном с ней глубоководном желобе, представляющих индонейзийский тип, развиты тот же ряд структур и такой же вулканизм, что и в курилокамчатском типе [Hamilton, 1977]. Но в индоне-

зийском типе иная геометрия сейсмофокальной зоны: в приловерхностной части она очень подогая (до 10°), на отдельных участках почти горизонтальная, а затем круго погружается под внутренней дугой (рис. 43). Значительная протяженность пологого участка определяет существенно большую, чем в курило-камчатском типе, ширину аллохтонного литосферного выступа островной дуги над сейсмофокальной зоной. Ширина достигает сотен километров. Согласно расчетам О.Г.Сорохтина [1974], большая ширина выступа благоприятствует возникновению в его тылу пологих глубинных надвигов. Такие надвиги широко представлены в эродированном палеоаналоге инлонезийскоготипа — ларамийской структуре Большого Бассейна и Скалистых гор США [Hamilton, 1978]. Пологая часть сейсмофокальной зоны и пологие тыловые надвиги обособляют коровый слой, способствуя его срыву и автономному развитию и обеспечивая большую ширину области интенсивного структурообразования. В слабой мере подобное расслоение намечается и в струк-Турах курило-камчатского типа, в частности, на Камчатке (см. главу 1).

Черты индонезийского типа строения присутствуют в восточной части Алеутской дуги. По глубинным профилям через запад Южной Америки удается разделить области с курило-камчатским (наклон 30—35°) и индонезийским типами строения сейсмофокальной зоны (рис. 44). Первые характеризуются интенсивным вулканизмом известково-щелочного ряда, а во вторых он заметно редуцирован [Цветков и др., 1987]. Можно полагать, что во втором случае движущаяся на значительное расстояние по пологой поверхности океанская плита теряет легкоплавкие компоненты, наращивающие континентальную литосферу, и резко погружающиеся затем деплетированные остатки плиты оказываются неспособными выплавить значительные порции базальтовой и, тем более, андезитовой магмы.

2.3.2. Новейшие сдвиги вдоль окраин Тихого океана

Существенная черта островных дуг и активных окраин Тихого океана — крупные продольные новейшие сдвиги (рис. 45) [Кожурин, Трифонов, 1982]. Правые сдвиги такого типа представлены в Новой Зеландии (Альпийский разлом Южного острова и продолжающая его система разломов Северного острова [Wellman, 1955; Lensen, 1958, 1975]), в Японии (Срединная тектоническая линия и другие разломы [Huzita et al., 1973; Kaneko, 1966]), на востоке Сахалина [Рождественский, 1982], на восточном фланге Центральной Камчатской депрессии (см. главу 1) и в тылу Алеутской дуги на ее сочленении с Аляской (разлом Денали [Plafker, 1969; Brogan et al., 1975]). Продольные правые сдвиги выявлены на Суматре (разломы Суматра и Ментавай [Bellier, Sebrier, 1993; Genrich et al., 1995]). Возможно, правосдвиговые молодые смешения фермировались и вдоль Атакамского раз-





Figure 44. Location of earthquake hypocentres on profiles across the South American Andes (Note variations in the inclination of the seismic zone) [Liserwoo w gp., 1987]

Amagmatic segments (B-B and D-D) and volcanically active segment (C-C)



Рис. 45. Главные активные сдвити вокруг Тихого окевна [Кожурин, Трифовов, 1982; Кожурин, 1988]

1 - сдвиги; 2 - зоны субдукции; 3 - рифтовые и трансформные разломы в океане

Разломы: 1 - Передовой фас Центральной Камчатки, 2 - Восточно-Сахалинская зона, 3 - Твилу, 4 - Срединная линия Японии, 5 - Восточный продольный разлом Тайваня, 6 - Филиппинский, 7 - Красной реки, 8 - Суматры, 9 - Альцийский, 10 - Атакамский, 11 - Сан-Андреас, 12 - Феавеза, 13 - Денали, 14 - Тыловой шов Командорского сегмента Алеутской островной дуги

Figure 45. Main active strike-slip faults surrounding Pacific [Кожурни, Трифонов, 1982; Кожурни, 1988]

(1) Strike-slip faults; (2) subduction zones, (3) rifl and transform faults in the ocean

Major faults: Eastern Face of the Central Kamchatka basin (1), Eastern Sakhalin fault zone (2), Tanlu fault (3), Median Line of Japan (4), Eastern Taibei fault zone (5), Philippines faults (6), Red River fault (7), Sumatra fault (8), Alpine fault (9), Alacama fault (10), San Andreas fault (11), Feaveza fault (12), Denali fault (13), Back Side of the Commandores (14)

лома на Чилийском побережье Южной Америки [St.Amand, Allen, 1960].

Левые сдвиги выявлены на Филиппинах (острова Лусон, Масбат, Леуте, Минданао) и по Главному продольному разлому Тайваня [Allen, 1962, 1975].

Сдвиговая составляющая перемещения по перечисленным разломам многократно превышает взбросо-надвиговую или сбросовую и нередко достигает 10 мм/год. А.И.Кожурин и В.Г.Трифонов [1982; Кожурин, 1988] отмечают следующие особенности сдвигов. Как правило, перемещения по ним не соответствуют перемещениям вдоль соседних мантийных сейсмофокальных зон. Так, в тылу зоны поддвига востока Алеутской дуги происходят правосдвиговые перемещения по разлому Денали, сохраняющему тип движений и при изменении простирания с северо-восточного на юго-восточное. Никак не могут быть выведены из взаимодействия

Тихоокеанской плиты с ее обрамлениями почти взаимноперленликулярные правосдвиговые зоны Камчатки и запада Алеутской дуги. Левые сдвиги Филиппин и Тайваня и правый слвиг Срединной тектонической линии Японии могли бы свидетельствовать о сближении микроплиты Филиппинского моря с Юго-Восточной Азией, но этому противоречит существование взаимноперпенликулярных островных дуг Рюкю и Филиппинской. Вместе с тем, намечается общая особенность правых сдеигов собственно Тихоокеанского обрамления. Они достигают наибольшего развития не в центральной части островной дуги. а на ее периферии (Новая Зеландия, Камчатка, восточная часть Алеутской дуги) или за пределами ее сочленения с соседней дугой (Сахалин, Срелинная линия Японии).

Сдвиги обнаруживаются, как правило, на островных дугах и активных окраинах с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Структурные ассоциации, образуемые сдвигами и связанными с ними разломами и складками, аналогичны тем, которые известны во внутриконтинентальных подвижных поясах. Сопоставление сдвигов, фиксируемых на земной поверхности в Новой Зеландии и юго-западкой Японии, с геофизическими данными, распределением гипоцентров и механизмами очагов землетрясений показывает, что сдвиги нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15--20 км и сменяются глубже иными структурами, развивающимися в другом поле напряжений [Кожурин, 1988].

Для островных дуг с субокеаническим типом коры подобные сдвиги не характерны. Здесь по механизмам очагов землетрясений и эшелонированному расположению структурных элементов (как на Курилах) выявляется иногда небольшая слвиговая компонента перемещений, полчиненная компоненте пододвигания и сближения взаимодействующих плит. При переходе активной зоны из области с развитым гранитно-метаморфическим слоем в область с субокеанической корой изменяется и характер движений. Так, по Альпийскому разлому и продолжающим его на северо-восток разломам Новой Зеландии преобладают правосдвиговые смещения, а в дуге Тонга-Кермадек они сменяются пододвиганием с подчиненной сляиговой состаяляющей.

Таким образом, крупные сдвиги обрамления Тихого океана являются образованиями верхне-

корового гранитно-метаморфического сдоя и развиваются в определенной степени автономно от тектонических движений как в более глубоких слоях литосферы и, в частности, в глубинных сейсмофокальных зонах, так и в соседних областях с океанической и субокеанической корой. Вместе с тем, сдвиги обнаруживают связь со структурами более внутренних частей континентов. Так, правые сдвиги Камчатки и Сахалина сочетаются с такими же слвигами на побережье Охотского моря и пролоджаются в Восточном Китае правым слвигом Танлу. Очевидно, рассматриваемые сдвиги являются элементами структуры континентов, Перемешения по ним согласуются с расчетной кинематикой континентальных плит (Зоненшайн, Савостин. 1979] и лискорлантны по отношению к структурам взаимодействия Тихоокеанской плиты с ее обрамлениями

2.3.3. Своеобразие активных континентальных окраин эгейского типа

Особое место среди островных дуг и активных континентальных окраин занимают образования типа Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дуг (см. разделы 1.4 и 1.5). Их своеобразие заключается не в относительно небольшой глубине сейсмофокальных зон, объяснимой меньшей, чем в Тихом океане, скоростью перемещений взаимолействующих плит. и не в меньших размерах. не меняющих кинематической сушности процессов. а в особенностях геодинамики. Обе упомянутые Дуги развиваются в условиях не только фронтального, но и бокового сжатия, приводящего к увеличению крутизны дуг и их надвиганию на субдуцируемую морскую впадину, дополняющему И, возможно, превосходяшему встречное пододвигание последней. В условиях бокового сжатия в тылу островной дуги формируются параллельные ей грабены растяжения, которые в большей (Эгейский бассейн) или меньшей (Тирренский бассейн) стелени определяют образование краевого моря.

Более крупным аналогом структур такого типа представляется Карибский регион (рис. 46). Важнейшими элементами его современной структуры являются две островные дуги: Центрально-Американская на западе и Малоантильская на востоке, и две связывающие их системы разломов: на севере левосдвиговая зона Бартлет (Кайман) с продолжающими его зоной Мотагуа в Гондурасе и зонами нарушений островов Гаити и Пуэрто-Рико [Piafker, 1976, Perfit, Heezen, 1978; Case, Holcombe, 1980, Макаров, 1988] и на юге зоны правых сдвигов Ока-Чиринос и Боконо-Эль Пинар [Muessing, 1984; Schubert, 1984; Schubert et al., 1992]. Они обрамляют гетерогенную впадину Карибского моря.

Карибский бассейн был образован фрагментом океанической плиты Фараллон и вовлеченными в ее северо-восточный дрейф блоками с континентальной и океанической корой в конце мела — начале палеогена, когда указанный фрагмент плиты оказался изолированным от его западного продолжения (современная плита Кокос) восстановившимся Центрально-Американским перешейком [Ross, Scolese, 1988]. Современный структурный план оформился к концу среднего зоцена Пушаровский, 1979: Моссаковский и др., 1987]. В новейшее время, в условиях продолжающегося сближения Северной и Южной Америки и наличия Притихоокеанской зоны сублукции под Центрально-Американским перешейком, Карибский бассейн испытывает субмеридиональное укорочение, удлинение в восточном направлении вдоль ограничивающих его систем сдвигов и надвигание на литосферу Западной Атлантики вдоль дуги Малых Антил. В ходе этой деформации Карибский бассейн, подобно Эгейскому и Тирренскому, неравномерно углубляется. Аналогами задуговых бассейнов подобного типа могут быть моря Скоттиа, Банда и Сулавеси.

2.4. Пояса континентальной коллизии

2.4.1. Направленное изменение стиля неотектоники в Центральной Азии

Описанные в предыдущей главе тектонотипы Памиро-Гималайского региона, Китая и Монголии, Байкальской рифтовой системы представляют собой направленный ряд изменений.

В Памиро-Гималайском регионе и Тибете в результаты коллизии Индии и Евразии происходит общее скучивание горных масс, приводящее, в частности, к утолщению земной коры до 70 км и появлению высочайших горных хребтов. На раз-



Рис. 46. Неотектовическая схема Карибского регнона [Ross, Scotese, 1988]

BFZ - правосдвиговая зона Боконо-Эль Пинар, продолжающаяся зоной разломов Ока-Чиринос; MPIFZ - левосдвиговая зона Мотагуа-Полочик-Юкатан, продолжающаяся Кайманским трогом с левым сдвигом Бартлет; SCDB - Южно-Карибский пояс асформаций

Figure 46. Main neotectonic features of the Caribbean region [Ross, Scotese, 1988]

BFZ - Bocono-El Pinar dextral fault system, continued by the Oca-Chirinos fault zone, MPJFZ - Motagua-Polochic-Jocolan sinistral fault zone, continued by the Cayman Trough with the Bartlett sinistral fault, SCDB - South Caribbean deformed belt

ных уровнях литосферы скучивание осуществляется по-разному и приволит к разным структурным последствиям. В верхней части земной коры развиваются покровно-налвиговые структуры. крупные склалки основания и более сложные и мелкие складки осадочного чехла. В нижней части коры происхолит нагнетание корового вещества. Вероятно, ему в большей мере, чем развитию верхнекоровых структур, обязано своим происхождением общее поднятие территории, тогда как верхнекоровые смещения и деформации определяют крупные неровности возникшего рельефа. Перемешения в мантийной части литосферы, в значительной степени автономные от коровых структур, приводят к скучиванию больших объемов холодных и потому относительно плотных мантийных пород. их частичному погружению и, как следствие, сложному сочетанию объемов пород разной плотности, общему возрастанию добротности мантии и возникновению глубинной сейсмофокальной зоны. Последнему способствуют высокие скорости деформаций.

Сближение Индии с более северными районами Евразии не только определило новейшую тектонику Памиро-Гималайского региона, но и привело к сильному сжатию более северных территорий. Это выразилось двояко. Во-первых, горные массы межлу относительно прочными короными блоками Северного Памира и Тянь-Шаня выжимались в стороны от области наибольшего сжатия, т.е. осевой части Памиро-Пенлжабского синтакенса. Выжиманию способствовала угловатая, расширяющаяся к югу, форма синтаксиса, обусловияшая при его перемещении к северу сокрашение плошали, занятой горными массами соселних к западу и востоку районов. В результате на северо-запалном (Афгано-Талжикская лепрессия) и северо-восточном (Западный Куньлунь, Алтынтаг) флангах синтаксиса возникли субширотные сдвиги и складки, примерно параллельные простиранию флангов.

Во-вторых, Тянь-Шань испытал поперечное сжатие и укорочение, достигающее, по данным В.И.Макарова [1990], как минимум, 50-60 км. Оно выразилось в верхнекоровом слое формированием систем складок основания: антиклинальных поднятий Северного, Центрального и Южного Тянь-Шаня и разделяющих их межгорных впадии, нарушенных продольными взбросами и надвигами и в свою очередь состоящих из более мелких антиклинальных и синклинальных зон [Шульц, 1948; Макаров, 1977]. Согласно В.И. Макарову [1990], системам поднятий соответствуют области нагнетания средне- и нижнекорового вещества и, соответственно, погружения поверхности Мохоровичича, тогда как под системами впадин мощности коры мало отличаются от таковых в стабильных областях континентов. Но отличается разрез коры: увеличена мощность осадочного чехла и сокращена мощность кристаллической части коры, особенно ее нижней высокоскоростной части. Формирование такой структуры в условиях поперечного сжатия можно объяснить двумя способами.

Первое объяснение исходит из того, что системы хребтов и системы впадин представляют собой сопряженные антиклинальные и синклинальные складки основания [Шульц, 1948, 1979; Макаров, 1977, 1990]. Они сформировались в результате коробления верхнекорового слоя, а материал средней и нижней частей коры нагнетался под системы хребтоя путем вязкопластических и квазипластических деформаций, компенсируя возникшие в результате тектонического коробления и инициированных им эрозионно-аккумулятивных процессов изостатические неоднородности.

Второе объяснение предполагает различное происхождение систем хребтов и систем впадин. Первые представляются изначально менее прочными зонами, в первую очередь, подвергшимися новейшим деформациям, которые в условиях сжатия выразились скучиванием корового материала и воздыманием поверхности. Вторые являются остаточными структурами, в меньшей степени и преимущественно по периферии вовлеченными в новейшие деформации. В них. однако, неизбежно глубинное перераспределение корового вещества, обеспечивающее компенсацию нарушений Изостазии, создаваемых экзогенным перемещением материала с поднятий во впадины, а также само это перемещение, создающее во впадинах большие мощности осадочного чехла. Эти преобразования разрезов впадин тем заметнее, чем они уже.

В пользу второго объяснения свидетельствуют невыдержанность ширины систем поднятий и впадин, постепенное, со временем, расширение первых за счет вторых [Кучай, 1981] и, наконец, переход некоторых впадин по простиранию в слабо деформированные обширные внутриконти-

нентальные массивы. Это особенно хорошо выражено в западных и центральных частях Китая и Монголии, новейшая структура которых имеет ячеистое строение, обусловленное сочетанием подвижных зон и относительно стабильных блоков. Первые представлены чередованием горных хребтов антиклинального и горст-антиклинального строения с межгорными и предгорными впадинами синклинального и рамп-синклинального типа. Хотя некоторые впалины имеют значительную относительную глубину, средняя высота подвижных зон больше, чем разлеляемых ими стабильных блоков, т.е. поднятие поверхности в подвижных зонах преобладает над опусканием. Если подвижные зоны достаточно сближены, блок между ними имеет строение межгорной впадины. Но в более широких частях блоки представляют собой равнины, обычно аккумулятивные и местами, особенно по краям, нарушенные второстепенными полвижными зонами.

Наряду с поперечным укорочением в Южном и Центральном Тянь-Шане отмечается выжимание горных масс в стороны от области наибольшего сжатия, расположенной непосредственно к северу от осевой части Памиро-Пенджабского синтаксиса. Восточнее Таласо-Ферганского разлома, в районе оз. Сонкель и в западных отрогах Хан-Тенгри, можно предполагать левосдвиговую составляющую перемещений по продольным разрывам, а на западе горного сооружения, в долине р. Зеравшан, - правосдвиговую. Непосредственно перед фронтом Памира Тянь-Шань испытывает дополнительную деформацию, выраженную правосдвиговыми смещениями по Таласо-Ферганскому разлому северо-западного простирания, вращением против часовой стрелки структурных форм к западу от него и формированием сопряженных с Таласо-Ферганским разломом зон неравномерного сжатия перед фронтом вращающихся структур.

К северу и северо-востоку от Тянь-Шаня в формировании гор все большую роль приобретают блоковые смещения со значительной сдвиговой компонентой. На Алтае и в Западной Туве сопряженные левые и правые сдвиги сочетаются со взбросами и иногда сбросами и грабенами, причем каждый из этих типов разрывов закономерно ориентирован относительно генерального направления наибольшего сжатия [Дергунов, 1972; Лукина, 1988]. В Западной Монголии однонаправленные (левые или правые) сдвиги образуют протяженные вояса: вравослвиговый пояс Монгольского Алтая и левосдвиговые пояса Гобийского Алтая и Хангая. При этом с юго-запала на северо-восток сжатие ослабевает. Если сдвиги Монгольского и Гобийского Алтая имеют полчиненную взбросовую составляющую смешений и простираются вдоль горных хребтов, которые, по данным В.И. Макарова [1988.], являются антиклинальными складками основания, то северо-западнее развиваются общирные своды и грабены тила Хубсугульского. Последний простирается на северо-северо-восток между двумя кулисно расположенными субширотными левослвиговыми зонами: Шэцэрлэгской (часть Хангайского сдвигового пояса) и Байкало-Мондинский.

По существу, такое же структурное положение межлу левослвиговыми зонами Байкало-Мондинской и Северо-Восточного Прибайкалья занимает Байкальская рифтовая зона. Таким образом, и она, и Хубсугульский грабен кинематически связаны с левыми сднигами и отражают единую геодинамическую обстановку структурообразования с северо-восточной ориентировхой оси относительного сжатия и северо-западной — относительного растяжения. Вместе с тем, положение Байкальского рифта обусловлено особенностями глубинного строения: он расположен на границе Сибирской платформы с обычным для стабильных областей разрезом литосферы и региона с утоненной до 50-100 км литосферой, ниже которой скорость Р-волн в мантии понижена до 7,7-7.8 км/с.

Отметим общую особенность описанного ряда новейших структур: от Памиро-Гималайского региона к Байкалу последовательно сменяют друг друга структуры общего сжатия и скучивания литосферы, структуры дискретного скучивания, зоны преимущественно сдвиговых перемещений и, наконец, структуры растяжения.

На территории Китая подобная смена неотектонических форм и зон разного кинематического типа прослеживается более полно и насыщается дополнительными подробностями, важными для понимания генезиса структур. В Западном Китае даже зоны с преимущественно сдвиговыми смещениями имеют взбросовую компоненту и нередко сочетаются с горными хребтами антиклинального или горст-антиклинального строения (разломы Алтынтаг, Чангма-Килиан, Хайюань и др.). На обрамлениях Ордоса сдвиговые зоны сочетаются с грабенами и нередко переходят по простиранию в ряды эшелонированно расположенных структур растяжения, тогда как хребты антиклинального типа встречаются крайне редко (Иншань). Еще восточнее, на краю Восточно-Китайской равнины, новейшие структуры образованы сбросами и сбросо-сдвигами.

Очевидно, что проявления сжатия ослабевают с удалением от Индийской плиты, т.е. обусловлены влиянием ее северного прейфа. Вместе с тем. весь ряд структур от областей общего сжатия и скучивания до областей преобладающего растяжения взаймосвязан и полчинен этому дрейфу. Важнейшая особенность взаимодействия Индии с более северными и восточными тектоническими зонами Азии заключается в том, что лишь малая часть дрейфа Индийской плиты реализуется в пододвигании ее края под Тибет и соседние зоны. Остальное трансформируется в движения по более северным и восточным подвижным зонам И. в меньшей степени, во внутриблоковые деформации и смещения, среди которых наиболее значительны деформации Тибета. Таким образом, бульдозинг оказывается главным механизмом новейшего структурообразования в Центральной Азии. Возможно, это связано с большой мошностью и высокой степенью консолидации континентальной коры

2.4.2. Сравнение коллизионных структур Центральной Азии, Западной Азии и Европы

Важным структурообразующим фактором в Памиро-Гималайском регионе является утловатая форма северного выступа Индийской плиты, обусловливающая дугообразность новейших тектонических зон Памиро-Пенджабского синтаксиса. Подобная структурная особенность отмечается на северном фланге Аравийской плиты, вокруг Адриатического выступа и в Карпатах.

Подобно Пенджабскому синтаксису Аравийская плита обрамлена дугообразными альпийскими зонами. Расположенная севернее Малокавказская дуга может рассматриваться как структурный аналог Памирской дуги, отличающийся от нее, однако, рядом особенностей. Во-первых, Малокавказская дуга смещена к востоку относительно выступа Аравийской плиты, что, согласно М.Л.Баженову и В.С.Буртману [1990], обусловлено раннекайнозойскими правослеиговыми перемещениями вдоль прото-Северо-Анатолийского разлома. Во-вторых, в пределах дуги и ее обрамления широко проявился кайнозойский, в частности, позднекайнозойский вулканизм. В-третьих, абсолютная высота новейших горных хребтов Малого Кавказа существенно уступает высоте Памира, Каракорума и Гиндукуша. В-четвертых, даже во фронтальной части Малокавказской дуги сдвиговая составляющая перемещений по крупнейшим активным разломам преобладает над взбросо-надвиговой составляющей. Представляется, что три последние особенности взаимосвязаны и обусловлены уменьшением мошности и понижением прочности литосферы из-за подъема разогретой мантии и существования коровых магматических очагов. Очевидно также, что преобладание слвиговых перемешений во фронтальной части дуги не способствует скучиванию горных масс и воздыманию поверхности.

Структурные соотношения Малого и Большого Кавказа на новейшем этапе их развития отличаются от сотношений Памира и Тянь-Шаня, хотя в обоих случаях деформации и смещения краевой части Евразийской плиты обусловлены давлением с юга. В переходной области между Памиром и Тянь-Шанем имело место надвигание тектонических зон Памира друг на друга и, в конечном счете, на восточную часть Афгано-Таджикской депрессии, которая в результате оказалась существенно суженной. Давление Памира вызывало сжатие и коробление Тянь-Шаня, заметно усилившиеся с конца миоцена, когда Памирская дуга и Тянь-Шань пришли в непосредственное соприкосновение. При этом значительного надвигания Тянь-Шаня на Афгано-Таджикскую депрессию не произошло Малокавказская дуга, полобно Памирской, надвинута на более северные тектонические зоны и, в частности, на Грузинскую глыбу. Но масштабы надвигания эдесь, по-видимому, меньше, чем на Памире, и существенную роль играл бульдозинг. Он вызвал пододвигание Грузинской глыбы под Большой Кавказ, с чем в большой мере связано воздымание последнего, превышающее воздымание Малого Кавказа. Указанные различия обусловлены различиями относительной плавучести, т.е. мошности и средней плотности коровых масс, взаимодействующих на Памиро-Тянь-Шане и на Кавказе.

Обращаясь к Адриатическому выступу, мы дол-

жны помнить, что его первоначальная форма, если и была более или менее осесимметричной. то лишь до конца зоцена. В пиренейскую фазу произошло замыкание располагавшегося западнее Лигурийского морского бассейна с надвиганием Адриатического выступа и образованием перед его фронтом запалновергентных лигурийских покровов. В олигонене к западу от них возникла система грабенов, среди которых наиболее важным была зарождавшаяся котловина современного Лигурийского моря. В процессе возраставшего к югу растяжения этой япалины в раннем миоцене произошло врашение блока Корсика-Сардиния и его пододвигание под Адриатический выступ, исказившее форму западного фланга выступа. Следствием этой деформации явилось надвигание лигурийских покровов на краевые зоны Адрии и их вовлечение в покровообразование, продолжающееся до сих пор и охватывающее внутренние, перекрытые новейшей молассой области Алриатического выступа.

Олигоцен-раннемиоценовая структурная перестройка западного края Адриатического выступа сказалась и на развитии структуры Альп. До конца зоцена здесь происходило шарьирование обрамлявших Алрию тектонических зон на север. В олигоцене-миоцене, в связи с деформацией Адриатического выступа, его фронтальная часть и обрамдяющие ее структуры Западных Альп стали налвигаться на запал-северо-запал, вызывая смятие платформенного чехла Юрских гор и отжимание горных масс на север и югот вершины выступа по системе слвигов. В итоге сформировалось дугообразное горное сооружение Альп, на внешнем фланге которого направление надвигания и вергентности структур изменяется от почти широтного на западе до меридионального на востоке. Со среднего миоцена оно дополнилось формированием южновергентной структуры Южных Альп и их надвиганием на молассы Алоии.

Сформированная к концу мезозоя структура Карпат реконструируется в виде плавной дуги, выпуклой к северо-востоку. Согласно данным М.Л.Баженова и В.С.Буртмана [1990], образование Карпатской структурной дуги в очертаниях, близких к современному, происходило с конца зоцена до раннего миоцена. При этом возникшие ранее покровно-складчатые структуры были сорваны со своего основания, перемешены, скучены и надвинуты на север, восток и юг. Главной причиной срыва и скучивания представляется выдавливание к востоку горных масс Восточных Альп, обусловленное северным дрейфом Адрии и дополненное сжатием с юго-востока из-за северо-западного дрейфа Мизийской плиты. В дальнейшем краевые части Карпатской дуги испытали неравномерное и в целом относительно слабое воздымание, местами сопровождавшееся надвиганием на предгорный прогиб и деформацией молассы. Одновременно, с раннего миоцена, а особенно интенсивно с начала позднего миоцена в центре дуги прогибалась Паннонская впадина.

Сравнивая четыре описанные дуги, Памиро-Пенджабскую, Аравийско-Малокавказскую, Аленнино-Альпийскую и Карпатскую, мы обнаруживаем при сходных масштабах горизонтальных перемешений последовательное уменьшение высоты возникших горных сооружений. Представляется, что эта величина является функцией размеров скучивания корового материала, которые при одинаковом сжатии территории зависят. с одной стороны, от первичной мощности коры и, с другой стороны, от степени ее консолидации, возможности отслоения от мантии и внутреннего расслоения. В процессы скучивания горных масс Памира, Каракорума, Гиндукуша и северо-западных Гималаев была вовлечена вся кора, хотя разные ее горизонты могли отслаиваться один от другого и деформироваться автономно. В области Аравийско-Малокавказского синтаксиса скучиванию подверглись, вероятно, лишь средние и верхние горизонты коры, сорванные со своего основания на уровне коровых магматических очагов. Карпатская луга образована. по мнению М.Л.Баженова и В.С.Буртмана [1990], скучиванием верхнекоровых структур, испытавших срыв на глубинах 10-15 км. Столь же неглубокими являются покровы Апеннин и большая часть Альпийских покровов. Их отслоению способствовало присутствие горизонтов некомпентентных пород в разрезах как осадочного чехла, так и кристаллического основания.

Вместе с тем, если судить по мощностям палеозойской коры Европы вне областей альнийского орогенеза [Белоусов, Павленкова, 1989], ее тектонические зоны, вовлеченные в альпийский орогенез, имели изначально существенно более тонкую континентальную кору, чем аналогичные области Азии. Невелика, по-видимому, была и первичная мощность коры Адрии и других континентальных блоков края Африканской плиты. Это также сказалось на масштабах скучивания Альпийского орогенического пояса Европы. Изначально пониженная мощность коры и остаточная (от герцинского орогенеза) повышенная прогретость литосферы проявились и многочисленными, по сравнению с азиатской часть орогенического пояса, признаками мантийного диапиризма, возникавшего в тех местах, где тектонические движения приводили к повышенному раздроблению и локальному раздвиганию литосферы. В результате в пределах орогенического пояса и рядом с ним образовались рифтовые зоны и своеобразные впадины типа Паннонской, Эгейской и Южно-Балеарской.

При всех различиях строения и неотектонического выражения три синтаксиса Альпийско-Азиатского орогенического мегапояса – Пенджабско-Памирский, Аравийско-Малокавказский и Адриатический (последний - лишь до раннего миоцена, когда он подвергся значительной переработке) - обнаруживают существенное сходство. Все они представляют собой выступы гондванских континентальных платформ и структуры их обрамления. Вдоль их западных и северо-запалных флангов преоблагали левосдвиговые перемещения, а вдоль северо-восточных флангов - правосдвиговые, что отражает общее движение синтаксисов к северу. В процессе коллизии, вызванной таким движением, происходил отток горных масс из фронтальной наиболее сжатой области в стороны. В результате влоль краев синтаксисов возникли зоны сорванных складок, а несколько дальше - субширотные сдвиги, по которым к западу от синтаксисов горные массы перемещались вправо, а к востоку - влево. С этими субширотными сдвигами иногда сопряжены субмеридиональные сдвиги с противоположным направлением движения крыльев. Перед фронтом каждого синтаксиса находятся области, не испытавшие дугообразного изгиба, но подвергшиеся сжатию и более или менее значительному горообразованию.

Размеры указанного тектонического воздействия на соседние области закономерно возрастают от Адриатического синтаксиса к Пенджабско-Памирскому. Это логично связать с разными масштабами латерального перемещения гондванских масс, поскольку ширина Тетиса возрастала к востоку и его закрытие происходило путем вращения с полюсом на западе. Но при этом все три синтаксиса характеризуются одинаковой осевой асимметрией, проявившейся в различиях строения и размеров областей воздействия на их западных и восточных флангах [Kozhurin, 1995; Trifonov, 1995].

Западные фланти на севере простираются в северо-восточном направлении, а южнее - в меридиональном. На участках северо-восточного простирания развиваются сравнительно неширокие гопно-склалчатые зоны (Запалные Альпы и Юра. Бассит в Северо-Западной Сирии, складки Афгано-Таджикской депрессии). На субмеридиональ-Ных участках наряду со сдвиГом присутствуют признаки растяжения (Лигурийская впадина, Мертвое море и Эль-Габ, грабенообразный позднемиоцен-зоплейстоценовый прогиб Кокча на юго-востоке Афгано-Таджикской депрессии). Более крупномасштабные, но не столь очевидные признаки растяжения обнаруживают примыкаюшая к западному обрамдению Аранийской плиты Левантская котловина Средиземного моря, а также вся Афгано-Талжикская депрессия на ранней стадии орогенного развития. Лишь позднее, по мере возрастания сжатия, вызванного северным дрейфом расширяющегося к югу Пенджабско-Памирского синтаксиса, депрессия полверглась складчатости и надвигообразованию.

На северо-восточных флангах синтаксисов (Динариды, Загрос, Куньлунь) сдвиг сопровождался покровно-складчатыми перемещениями и деформациями. Далее сформировалась обширная (соизмеримая по площади с синтаксисом, а в Центральной Азии превосходящая его) область тектонического воздействия, важнейший элемент которых – протяженные левосдвиговые зоны. В Европе с ними в значительной мере связано образование Карпатской дуги, а на Среднем Востоке – Аладаг-Беналудской. В их тылу возникли впадины – Паннонская и Лутская. К искривлениям левых сдвигов и взбросо-сдвигов Центральной Азии приурочены Байкальская рифтовая зона и грабен Шаньси.

Можнодопустить, что асимметрия синтаксисов связана с различием ориентировки осей синтаксисов на север и траскторий движения гондванских масс в целом на северо-северо-восток. Это создавало дополнительное сжатие на северо-восточном фланге синтаксиса и растяжение на его западном фланге. Последнее в отдельных случаях могло превысить сжатие, обусловленное угловатой формой перемещавшегося на север синтаксиса.



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 сублукции или континентальной коллизии с проявлениями крупномасштабного поперечного укорочения тектонических зон. Такие разломы эполне 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, рассекает 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 ТаласоФерганскому 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 праносдвиговый пояс, скорость суммарного перемешения вдоль которого могла превышать 20 мм/год. Это доказывает «размазанность» на континентах границ между плитами и распространение деформаций, возникающих при их взаимодействии, на общирные 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) преоблалают слвиговые 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 влоль 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 перемешений 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 Евразни со скоростями движений не менее 1 мм/год [Трифонов, 1987; Trifonov, 1997] Условные обозначения см. на рис. 13

Разломы: 1 - Левантский, 2 - Кобыстанский, 3 - Главный Колетдагский, 4 - Дарваз-Алайский, 5 - Талвсо-Ферганский, 6 -Джунгарский, 7 - Северо-Тяньшаньский, 8 - Эртайский, 9 - Кобдинский, 10 - Хангайский, 11 - Алтынтагский, 12 - Наньюшанский, 13 - Ксяншуй, 14 - Реки Зему, 15 - Ксяочан, 16 - Каббанг-Лантшон, 17 - Танлу, 18 - Срединная 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) [Thudonon, 1987; Trifonov, 1997] See Figure 13 for the legend

Faults and fault cones: 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), Altun (11), Nanueshan (12), Qsianshui (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 Taibei (22), Eastern Sakhalin (2)



Рис. 48. Графики заяясимости длины сейсмогенных рязрывов на земной поверхности I., км (а) и тектонической эффективности землетрясений L.R., где R. - максимальная амплитуда смещения, м (б) от магинтуды М 54 сильных землетрясений XX столетия с подвижками разных кинематических типов [Трифонов, 1991]

 J. 2 - сдвиги; З. 4 - сбросы; 5. 6 - надвиги и вэбросы; І. 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 lengs L (km) of seismic rupture of these earthquakes in the land surface (a) and the lengths L (km) multiplied by the maximum seismic offset Rm (m) in the land surface (6) [Трифсиов, 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 $L R_{\perp}$ 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 ХХ 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 компных активных разломов с параметрами возникших разрывов (длина L, максимальная амялитуда смещения R, и произведение этих величин L x R_, 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 въбросовом 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_a подвижка, т.е. распределение амплитуд сейсмогенных смещений по длине разрыва.

Сведения такого дода приводятся в описаниях многих землетрясений, но обычно оказываются неполными для определения R_ из-за рассредоточения подвижки в широкой зоне и разнообразия ее выражения на земной поверхности, не всегда поддающихся учету. Данные об R., заимствованные из работ H.Амбрейсиса [Ambraseys, 1970, 1975, 1988, 1989] и полученные нами при обследовании последствий нескольких сильных землетрясений, показывают, что отношения R_/R_, т.е. выдержанность подвижки по длине разлома, у сейсмогенных сдвигов обычно больше, чем у сбросов, взбросов и надвитов. 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 сдвиговзбросовом 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 сейсмогенной подвижки вдоль разломов

а - левое смещение по Хангайскому левому сдвигу при Болнайском землетрясении 1905 г. в Северной Монголии, М>8; 6 - правое смещение по Эртайскому правому сдвигу при Монгол-Алтайском (Фуюнском) землетрясении 1931 г. в Монгольском Алтае, М=8 [Shi Jianhang et al., 1984]; а - левое смещение по Долиноозерскому девому сдвигу при Контольском землетрясении 1937 г. в Гобияском Алтае, М=8 [Shi Jianhang et al., 1984]; а - левое смещение по Долиноозерскому девому сдвигу при Коби-Алтайском землетрясении 1937 г. в Гобияском Алтае, М=8 [V5 - результаты замеров, показанные на рис, 60; Г. - сочленение Долиноозерского и Торихонского себсмотенных разрывов]; а - правое смещение по Исак-Челекенской правой взбросо-сдвиговой зоне при Кумдагском землетрясения 1983 г. в Юго-Западной Туркмении, М=5,7; д - правое сдвиго-взбросовое смещение по Гарни-Алаварскому правому взбросо-сосями управому взбросо-сосями управому правому взбросо-сосями правой взбросо-савиговой зоне при Кумдагском землетрясении 1985 г. в Армении, М=7.

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

Offsets: (a) during the Bolnay, 1905, earthquake (M>8) on the Khangay 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]; (b) during the Gobi-Altai, 1957, earthquake (M=8) on the Dolinoozersky sinistral fault, Mongolian Gobi (VE - testsite shown in Figure 60; T - junction of the Dolinoozersky and Tormhon seismic ruptures); (c) during the Kum Dagh, 1993, earthquake (M=5,7) on the lask-Cheleken dextral fault zone, the southwestern Turkmenia; (d) during the Spitak, 1988, earthquake (M=7) on the Garni-Alavar oblique (reverse-dextral) fault, the northern Armenia

Тектоническая эффективность L x R землетрясений с магнитудами 5,7<М<7 при сдвиговых подвижках мало отличается от землетрясений с другими типами перемещений (может быть, только несколько уступает сбросовым). А у сдвиговых землетоясений с магнитудами 7<M<8.4 она явно выше, чем у сбросовых и вэбросо-надвиговых (см. рис. 48). Если учесть, что именно землетрясения с магнитудами M>7 вносят наиболее ошутимый вклад в сейсмогенные подвижки по активным разломам, такая особенность слейговых землетоясений 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 [P]afker. 1972], что противоречит сделанному заключению, Но оба указанных землетрясения не относятся к числу континентальных. Они возникли на границах континентальной и океанической коры, где



Рис. 50. Разрезы нижнемноленовых отложений в западном крыде Левантской зоны разломов возле с. Жанудле (а) и в се 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 (2) and in the eastern side of the zone near village of Midanki (6) [Трифонов и др., 1991]

See Figure 18 for the legend

условия разрывообразования, по-видимому, иные.

Важной для рассматриваемых соотношений оказалась приуроченность землетрясений к зонам компных 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 x R_ становится выше в таких зонах, чем вне их, при землетрясениях с магнитулами 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 чаше представлены сочетаниями подставляющих друг друга менее протяженных разрывов, выявленная закономерность также согласуется с ведушей ролью сдвиговых перемещений.

Из представленных данных следует, что сдеиги – наиболее энергетически экономная форма движений по континентальным разломам: при равных энергетических затратах, выраженных в рассмотренных случаях магнитудами землетрясений, сланговые сейсмические полаижки 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 наблюление. У ряда активных сдвигов отношения вертикальной и сдвиговой компонент смещения при отлельных землетоясениях оказывается выше, чем за голоцен в целом, а последнее выше, чем за более протяженные отрезки поэднего кайнозоя. По-видимому, сдвиговая составляющая нарашивается 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 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, энергоемкость надвигов и вобросов 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 энергоемкости сбросов и сдвигов объясняются тем. что в реальных геологических условиях слвиги представлены, как правидо, 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 разрывами зоны 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 М≥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 движушихся разнонаправленно (или однонаправленно с разными скоростями) литосферных масс. В областях современной коллизии различаются сдвиги поступательного перемещения, сдавливания и выжимания [Трифонов, 1991]. Сдвиги поступательного перемещения характеризуются общим однонаправленным движением горных масс одного из крыльев относительно другого. При этом радиусы вращения перемешающихся 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 30-40° (см. рис. 17).

Чтобы оценить возможность вращения крыль-



Рис. 51. Направления магнитных векторов в нижнемионеновых породах с нормальной намагниченностью, предстявленных на разрезах а и брис. 50 (Трифонов и др., 1991)

 отдельные замеры; 2 - усреднение значение для разреза; 3 - региональное направление раннемиоценового геомагнитного поля

Figure 51 Directions of magnetic vectors of the Lower Miocene rocks with normal magnetic polarity of sections a and d, Figure 50 [Tpuchonon B gp., 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 нижнемиоценовых отложений, расположенных в разных крыльях разлома. Разрез западного крыла находится возле с. Жанудие 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 намагниченных образцов из обоих разрезов. Разрез западного крыла показывает направление вектора, совпадающее с направлением нижнемиоценового геомагнитного поля для данного региона (склонение $0-5^{\circ}$, наклонение около 50°), а в разрезе восточного крыла фиксируется отклонение от этого направления на 35–40° (склонение 40°, наклонение 55°). Это может быть расценено как указание на возможный позднейший поворот восточного крыла Леантской и Восточно-Анатолийской зон в области их сочленения по часовой стрелке на 35–40° [Трифонов и др., 1991].

К числу сдвигов поступательного перемешения относятся крупнейшие активные зоны разломов на флангах движущихся однонаправленно литосферных плит и пластин. Таковы не только Левантская и Восточно-Анатолийская левослвиговые 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 Ларваз-Алайской левосленговых и Памиро-Каракорумской правосдвиговой зон разломов (см. рис. 8). В новейших горноскладчатых системах сжатия слвиги поступательного перемешения 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-Сарыкамышского 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-Аанатолийская правая и Алтынтагская левая сдвиговые зоны. В меньших, но достаточно ошутимых масштабах сходные по происхождению сдвиговые смещения обнаружены вдоль продольных к хребтам разломов Тянь-Шаня, Кавказа и некоторых других новейших горных сооружений.

Формирование слеигов славливания и выжимания осуществляется в сильно сжатых участках коллизионных областей, где обилие некомпетентных пород и высокая стелень дробления обеспечивают квазипластическое повеление горных масс. На активных континентальных окраинах и в острояных лугах слеиги схолного пройсхожления развиваются вдоль главных структур, т.е. простираются примерно параллельно границе взаимолействия 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 продолжаются 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 напротяженные 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 тилы новейших сдвигов [Трифонов, 1991]

о, 6 - принципиальные схемы формирования сдвигов вращения (а) и выжимания (б); а - выжимание освдочных пород в северной части Афгано-Таджикской депрессии; г - главные активные разпомы Ближнего Востока: ЕА - Восточно-Анатолийская зона, IV - Левантская зона, МZ - Главный современный разлом Затроса, NA - Северо-Анатолийская зона, PS - Памбак-Севан-Ханарасарский разлом; Е - местоположение рис, 52-д, д - сочетание сейсмотенных сдвигов вращения и выжимания в эпицентральной области Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении: АL - Гарии-Алаварский разлом, EA - Восточно-Анатолийская зона, PS - Памбак-Севан-Ханарасарский разлом

I - сдвиги: 2 - надвиги и язбросы; 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 [Tpudonon, 1991]

(a, b) principal schemes of formation of strike-slip faults of rotation (a) and squeezing (b); (b) Squeezing of sedimentary rocks in the northern part of the Afghan-Tadjik basin; (c) 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, P - Pambak-Sevan-Khanarassar fault, E - location of Figure ∂_1 (d) strike-slip faults of rotation and squeezing in the point and squeezing (b); (c) Squeezing of sedimentary rocks in the XZ - Main recent fault of Zagros, NA - North Anatolian fault zone, PS - Pambak-Sevan-Khanarassar fault, E - location of Figure ∂_1 (d) strike-slip faults of rotation and squeezing in the opicentral area of the Spilak, 1988, earthquake in the northern Armenia: AL - Garni-Alavar fault, EA - East Anatolian fault zone, PS - Pambak-Sevan-Khanarassar fault.

(I) 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, гле слвиги заметно преобладают над разломами других кинематических типов. Вылеляются протяженные пояса преимушественного развития правых или левых сдвигов, сменяемых по простиранию соответствующими зонами слвиговых деформаний. Раздомы с правослвиговой компонентой смешений играют важную роль в структуре Северного Тянь-Шаня, Джунгарии, Монгольского Алтая. Другой пояс правых слвигов протягивается от Восточного Китая (разлом Танлу) до Камчатки (Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии). Между этими двумя поясами расположены пояса левых слвигов Прибайкалья и Станового нагорья. Монголии. Западного и Центрального Китая. Простирания слвигов 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 северосеверо-западного в Монгольском Алтае. Еще более изменчины простирания в поясе девых сдвигов Южного Китая: от восток-севедо-восточного у Алтынтагского разлома до север-северо-западного у разломов Ксяншуй, р. Зему и Ксяочан. Протяженность савиговых поясов измеряется сотнями кидометров, 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 подвижнымя 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] выделили 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 позднего 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 вэбросов, вэбросо-сдвигов и сдвигов. Это свидетельствует о преобладании условий горизонтального сжатия на большей части платформенной территории [Соловьева и др., 1987].

Во-еторых, многие четвертичные разломы совпалают с разломами или иными линейными зонами нарушений прошлого, выраженными либо сезкими изгибами и смещениями отлельных горизонтов чехла и поверхности кристаллического основания, либо лишь нарушениями фундамента, не отраженными в заметных смещениях чехда. Выявлены, в частности, зоны четвертичных раздомов над вендско-палеозойскими грабенообразными прогибами (авлакогенами) и некоторыми платформенными валами. Вместе с тем, значительная часть молодых разломов или их фрагментов новообразованы. Описанные в литературе участки интенсивных леформаций и смещений осалочного чехла, и в том числе, четвертичных отдожений, интерпретируемые как глациодислокации, как правило, оказываются приуроченными к протяженным зонам молодых разломов или их пересечениям. Очевидно, молодые разломы играли существенную роль в локализании гляциолислокаций.

В-третьих, выявленные амплитуды четвертичных вертикальных смещений по разломам обычно не превышают метров, что дает среднюю скорость движений в малые доли миллиметра в год. Олнако повторные геолезические (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 смешениях вообще отсутствуют, хотя и существуют геохимические или геофизические свидетельства современной проницаемости. Вместе с тем, многократные и повторяншиеся с высокой частотой геодезические наблюдения в Днепровско-Донецкой впадине показали существенные вариаций скоростей в течение коротких интервалов времени [Сидоров и др., [989]. Этот и другие пока немного-



Рис. 53. Схема четвертичных разломов Восточно-Европейской платформы *I* - сброс; 2- взброс или надвиг; 3 - разлом с неизвестным направлением перемещений; 4- предпологосмый 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 использований 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 преимушественно вабросового, по мнению Л.И.Соловьевой, типа окаймляют с юга и юговостока Фенносканлинавский (Балтийский) шит. Вокруг восточного фланга дуги Карпат наблюдается ломаная в плане система разломов. Причем разломы, расположенные ближе к горному сооружению, являются взбросами, а более удаленные нередко обнаруживают признаки сбросов. Взбросы вытянуты и влоль 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 раздомами, которые при дугообразной форме краеных 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. Внутриплатформенные процессы, вероятно, обусловили формирование и других, более мелких овально-дуговых структур.

Чтобы понять особенности активной тектоники северо-западного фланга Русской плиты, рассмотрим более подробно позднечствертичные разломы Фенноскандии, развивавшиеся на фоне послеледникового гляниоизостатического воздымания шита. Возлымание началось около 13000 лет назали, согласно расчетам, должно достигнуть максимума, 800 м, на западном берегу Ботнического залива (рис. 54) [Моглег, 1979]. Изолинии поднятия очерчивают овал. уллиненный в северо-восточном направлении. Воздымание замедлялось со временем и к сегодняшнему моменту еще не достигло расчетных величин (рис. 55) [Никонов, 1977]. По данным повторных геодезических наблюдений за последние 100 лет вырисовавается такой же овал полнятия, хотя картина осложнена докальными аномалиями, связанными с движениями по разломам. Область наибольшего современного воздымания, достигающего 10 мм/год, смещена относительно максимума последелни кового 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 Миэруяври-Сверхольт 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 V ВТОрого, причем этй 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,], разломы наклонены в сторону поднятого крыла

Рис. 54. Карта актизной тектоники Фенноскандии

Составлена Т.П.Ивановой и В.Г.Трифоновым по данным Б.И.Кошечкина, Р.Лагербака, Н.-А.Мернера, Р.Мурвуда, А.А.Никонова, О.Олесена и др.

1- изолинии (в м) расчетного послеледникового (последние 13000 лет) поднятия [Моглет, 1979]; 2- позднечетвертичные тектонические (гляциоизостатические?) троги, окружающие Фенноскандинавский (Балтийский) шит; 3 - плошадь наиболее быстрого (≥10 мм/год) современного воздымания по данным повторного нивелирования [Моглет, 1979]; 4-7 - активные разломы и флексуры, доказанные (слева) и предполагаемые (справа): 4 - надвит или взброс, 5 - сброс, 6 - нарушение с неустановленным направлением смещений; 7 - флексурно-трешинная зона; разломы и флексуры со скоростями перемещений ≥1 мм/год показаны утолщенными линиями, 8 - тлубинная 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.J.Koshechkin, R.Lagerback, N -A.Morner, R.Muit-Wood, A.A.Nikonov, O.Olesen et al

(1) Isolines (m) of calculated postglacial (last 13,000 years) uplift [Mornar, 1979]; (2) Late Quaternary tectonic troughs surrounding the Fennoscandian shield; (1) area of the fastest (>10 mm/year) contemporary iplifting eccording to the leveling [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) functured flexure zone; the faults and flexures with average rate of motion $V \ge 1 \text{ mm/year}$ are shown by the heavier lines; (8) deep-sealed active zone, manifested in the land surface by indirect signs



Рис. 55. Изоляния поднятия Фенвоскандии

Составия А.А.Никонов [1977] с использованием данных Л. Асплунда, Т.Куккамаки, А.Квале, Е.Каарлайнена, Е.А.Лисицина, С.П. Победоносцева, М. Саурамо, Г.А.Желнина и др. *a* - в течение последких 5000-7000 лет (в м) по геолого-геоморфолотическим данным; *б* - современного (в мм/год) по данным повторного нивелирования, с учетом звстатического поднятия уровня моря со скоростью 0,8 мм/год

Figure 55. Uplift in Fennoscandia

Compiled by A.A.Nikonov [HakoHoa, 1977] with using the data of L.Asplund, T.Kukkamaki, A.Kvale, E.Kaarlainen, E.A.Lisitzin, S.P.Pobedonostev, M.Sauramo, G.A.Zhelnin et al. (a) Uplift during the last 5-7 millenia 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 правослвиговая 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]. Полвижки 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 послеледниковыми 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 отступания последнего ледника и до падения удовня максимального последелникового 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 последелниковый текторический 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 послеледниковых 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 [Таплег, 1930], Они являются частью системы послеледниковых 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 шита 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 доевного разлома Мядарен-Стокгольм, где отмечено и интенсивное современное трешинообразование [Могиет. 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 осложены поперечными активными разломами северо-западного простирания. Наиболее выразительны разломы, формирующие грабены Кандалакша в Белом море [Арманд, Самсонова, 1964; Никонов. 1977] и Каттегат [Momer. 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 Фенносканлинанском шите с его последениковым 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, послеледниковое воздымание пород происходило с разной скоростью и могло привести к разломообразованию. Опоясывающая свод полоса четвертичных депрессий следует примерно вдоль изолинии послеледникового поднятия +200 м, где изменяется градиент скорости воздымания, а в предшествовавшие четвертичные интергляциалы мог изменяться и знак изостатических движений. Наконец, сбросы периферии цита 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 Фенносканции 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 позрастание 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 Фенносканлии 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; Zobak et al., 1989]. Предпринятое Л.А.Сим [1991; Koronovsky, Sim, 1992] изучение молодой трещиноватости в породах Кольского полуострова, Карелии и севера Русской плиты показало изменение ориентировки оси наибольшего горизонтального сжатия с северозапалной на западе по северо-восточной на востоке в соответстнии с изменением простирания срединно-океанической рифтовой системы от Северной Атлантики к хребту Гаккеля. Это дает основание рассматривать активное разломообразование в Фенноскандии как результат сопротивления мошной 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 раздомы Восточно-Европейской платформы и их сочетания сходны с раздомами 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 проявленных по-разному в океанах и на континентах, на платформах и в подвижных поясах. Это структуры раздвигания, сближения, сдвигания, отражения, уплотнения и разуплотнения,

Спели структур первого типа выявлены разновидности, для которых характерны разные формы раздвигания: осевое концентрированное (рифтовые зоны), осевое рассеянное (многие краевые моря) и центробежное (впадины Южно-Балеарского и отчасти Эгейского типов). Среди континентальных рифтовых зон различаются рифты шелевого и вулканического типов. Для шелевого 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 континектальных рифтов вулканического типа маштабы 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 общирной 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 шелевого 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 шелевые 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 листрического разрывообразования. Если так, то рассчитываемая в пределах рифта величина его раздвигания не отражает полного раздвигания территории, которое должно быть эначительно 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 оксанологические 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 внутриконтинентальных 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 обязано подъему мантийного диапира, предопределенному особенностями строения, сформированными в предшествовавшие этапы развития территории.

Разнообразие структур сближения обусловлено разнообразием форм реализации сжатия разной интенсивности при разных физических свойствах литосферы, полвергшейся сжатию. Для островных дуг и активных континентальных окраин характерны два главных механизма сближения: сублукция влоль 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 субокеанических типом коры (Идзу-Марианская, Соломонова, Бисмарка, Новобританская, Кермадекская), тогда как умеренные и пологие наклоны более характерны для островных луг с переходным или субконтинентальным 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 коллизиии различаются области концентрированного надвигания или пододвигания на границах литосферных плит и блоков и области скучивания, сплющивания, коробления и торошения литосферных масс. Описаны примеры, которые представляют скорее правило, чем исключение, отслоения и автономной деформации коровой и мантийной частей литосферы, различий в деформации нижней и верхней частей коры и, наконец, отслоения, надвигания 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 насышенная реститами, будучи тяжелее окружающей мантии, погружается в нее, иногда формируя мантийные сейсмофокальные зоны. При этом погружающаяся литосфера деформируется и, как выявляется в Памиро-Гиндукушской области, может образовывать с окружающей мантией сложные структурные ансамбли.

3. Пододвигание или надвигание приближающихся фрагментов Гондваны под или на литосферу северных плит и микроплит 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 (Гималаи-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 (Гималан-Памир, Загрос). Сдваивание коры создает проблему поглощения мантийной части литосферы одной из плит. Вероятно, она разрешается по вышеописанному второму типу.

4. Бульдозинг - последовательное вовлечение в деформации и орогенез все более северных областей Евразии под давлением дрейфующих фрагментов Гонлваны. В итоге суммарная леформация 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, микроплит и блоков. Подвижные зоны имеют сложное внутреннее строение и чаше всего характеризуются суммарным поднятием поверхности и образованием коровых корней гор. т.е. представляют собой двояковыпуклые линзы коры. Вероятно, утолшение 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 чаше 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 Ілавного 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 (Битлисе) 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 nappes du premier genre [Termier, 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 изгибания 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 слвиговых деформаций представлены на флантах Памиро-Пенджабского синтаксиса Сурхоб-Илякской налвигово-правосдвиговой зоной. Алтынтагским левым сдвигом и другими разломами.

Еше дальше от источника коллизии склалки основания как проявления коробления коры сменяются структурами торошения — блоками с разломными границами. Влоль 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 слеиговыми 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.Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976].

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



Рис. 56. Геологические разрезы через южную (a) и северную (б) части хребта Горрикдж [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 thrusted Gorringe Ridge [Textonweeckas pacchoенность..., 1990]

(1) Gabbro and basalis; (2) serpentinite; (3) the mantle part of the lithospere; (4) alcoline hasalt; (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 — хребет Горриндж на Азоро-Гибралтарской активной зоне разломов в Атлантике (рис. 56). Здесь по данным геофизических наблюдений и драгирования выделено несколько наслоенных друг на друга наклонных тектонических чещуй, сложенных габбро-базальтами и подстилающими их серпентинитами. Возможные аналоги этой структуры — хребет Ширшова в Беринговом море [Тектоническая расслоенность..., 1990], хребет 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 чаше имеют взбросовую, чем сбросовую, составляющую перемещений, тогда как активные отрезки трансформных зон океанов при детальном изучении чаще обнаруживают признаки по-



Рис. 57. Сопоставление положения офиолитовых зов и зницентров сильных землетрясений XX столетия в Армении и из соседних территориях, по давным: [Иванова, Трифонов, 1993], с дополненнями

1 - ультрабазиты; 2 - серпентинитовый меланж; 3 - плиоцен-четвертичная моласса, часто подстилаемая офиолитами; 4 - плиоцен-четвертичные вулканические образования; 5 - крупные современные вулканы; 6 - активные разломы; 7-9 - эпицентры землеторяссний с могнитудами: 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" century in Armenia and the adjacent countries, after [Reanosa, Tpudonos, 1993] with additions (1) Ultrabasites; (2) serpentinite melange; (3) Neogene-Quaternary molasse, often underlied by the ophiolite basement; (4) Pliocene-Quaternary volcanites; (5) major active volcances; (6) active faults; (7-9) epicentres of earthquakes with magnitudes; (7) 7.0-7.8, (8) 6.0-6.9, (9) 5.5-5.9 перечного или косого растяжения, сопровождающего латеральное перемещение плит, нежели их сжатия. Преобладание растяжения выражается в том, что трансформные зоны часто имеют грабенообразное 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 [Вопаtti, Сгале, 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. Рассмотоенные 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 слвига северо-запалного простирания 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, перемешающейся над «горячими» точками. Заметим, однако, что «горячие» глубинные диапиры могут иметь разнообразную и, в частности, линейную форму, разную длительность существования и поразному 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, Этейской и других впадин Альпийско-Азиатского орогенического пояса.

Разуплотнение может быть термическим, механическим (лилатансия) и связанным с вещественными преобразованиями. Явления разогрева пород литосферы, очевидно, сопровождают подъем 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 доль 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.

Глава 3 Развитие неотектонических процессов в Евразии

3.1. Режимы современных тектонических движений

3.1.1. Типы режимов современных движений в активных зонах

Существующие метолы 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 изменядась 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 варьидовать от часов и дней ло 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. Тяпкин и Ф.Г.Бондарук [1988] показали такие простовнственно-временные вариации в Криворожье. В предыдущей главе упоминались подобные результаты, полученные в Днепровско-Донецкой впадине [Сидоров и др., 1989]. Более определенные доказательства короткопериодных возвратных колебаний получены в подвижных поясах. Так, длительные геодезические наблюдения на Гармском [Гусева 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. Гистотрамма 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

Mongolla [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 севрнее г. Петропавловска [Churikov, 1995]. Наблюдения проволились еженедельно в течение 800 дней. Они выявили весьма быстоме (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 геодерической сети остались примерно в том же относительном положении, что и в начале. Последний пример свидетельствует о существовании активных структур (разломов, блоков, зон трешиноватости), которые, характеризуясь сейчас ничтожной трендовой составляющей двужений, испытывают их значительные 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 удается сделать геологогеоморфологическими 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 вкрест направления движений, и поэтому более отчетливо проступают общие закономерности. Геологогеоморфологическое 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, крияовый.

Импульсный режим характеризуется редкими перемещениями при катастрофических (М≥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 (М>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 койла 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, р. 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,*a*). 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 отрерка разлома характерны смешения (в м) на 5,5±0,5; 11±1; 16,5±1,5; 22+0,5; 28,5+1,5; 33+1; 40+1; 45+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 смешениях форм рельефа, которые уже существовали во время тех событий. Показатель-



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

а - смещение древней подземной ирригационной системы по Главному Колетдатскому разлому [Trifonov, 1995] 6 - разрез через центральную часть разлома Ханкоань, Китай [Deng Quidong, Zhang Weigi, 1990]; следы силных землетрясений представлены коллювиальными клиновидными линзами в лёссе и адеврите: Л - эродированный лёсс; Л - песс; Л - песок; К - покембрийские сланцы и мраморы; Б - пецера; 6 - гравий; 7 - брекчия; 8 - места отбора и номера термолюминисцентной и радиоуглеродной проб; А-F - археологические слои; I-IV - номера коллювиальных клиныев, образованных сильными землетрясениями

я - принципиальная схема образования мелких впадин типа pull-арал и котловин подпруживания долин встречными сбросовыми уступами в Хангвйской левосдвиговой зоне, Северная Монголия [Trifonov, 1995]

Figure 59(a, 6, e). 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

(6) Section transverse to the central part of the Haiyuan fault, Chino [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 ¹⁴C samples; (A-F) archeological layers; (1-IV) numbers of collecting archiver wedges. formed by strong earthquakes

e) 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(г). Признака сильных голоценовых землетрясений в некоторых зонах эктивных разломов

г - сопоставление голоценовых разрезов мелких впадии в Хангайской эсне разломов [Трифонов, 1985]; приведены места отбора проб для ¹⁴С датирования, выполненного Л.Д.Сулержицким; следы сильных землетрясений представлены озерно-болотными отложениями: 1 - почва; 2 - щебень; 3 - гравий; 4 - грубый песок; 5 - мелкий несок; 6 - алеврит; 7 - глина; 8 - глина с органикой; 9 - горф; 10 - размыв; 11 - место отбора и номер радиоуглеродной пробы; 12 - идентификация катастрофического землетрясения на временной шкале

Figure 59(2). Signs of Holocene strong earthquakes in some active fault zones

(2) Correlation of the Holocene basin and pit deposits in the Khangay fault zone [Τρμφονοθ, 1985]; the ¹⁴C dating was made by L.D.Sulerzhicky in the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; the signs of strong earthquakes are represented by lacust rine 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 ¹⁴C sample; (12) identification of catastrophic earthquake in the time scale

ко становятся маленькими озерами, в которых осаждается тонкообломочный, насышенный 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 озерноболотные отложения, связанные с четырьмя предшествовавшими импульсами движений. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л.Д.Сулержицким в Геологическом институте PAH: 920±60 - 1090±50; 2380±80; 2690±110 -2990+90 и 3720+160 лет. Сопоставление разрезов оз. Уртын-Нур с разрезами других грабенообразных и подпрудных котловин зоны разлома (рис. 59,г) позволило предположить, что сейсмические 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 левое сдвиговое и взбросо-сдвиговое смещение амплитудой до 5 м (см. рис. 49, a). В прежних публикациях [Гоби-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. 49,6) при Монголо-Алтайском (Фуюнском) 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+0.5 м (рис. 60). Морфологические особенности смещенных оврагов дают основание полагать, что катастрофические землетрясения происходили здесь чаше, 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 землетоясениях, то убедительные свидетельства коипа обнаружены пока лишь в одном месте на западе зоны – возле с. Исмет-Паша [Ambraseys, 1970; Barka 1992], гле искривлена и смещена вправо ограда дорожноремонтной 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.Чатэилетрос, 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 вроизошло 11 землетрясений с M>6, а вместе с юго-восточным продолжением зоны в районе оз. Ван — 16 таких землетрясений (рис. 61). За три предшествовавших столетия в пределах зоны зафиксировано лишь 5 подобных землетрясений, а вместе с районом оз.

Ван - 11 [Ambrasevs, 1975, 1989]. А.С.Караханян и A.O. Асатрян [Trifonov 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 ХХ 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>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 [Allen, 1975; Tchalenko, Braud, 1974]. Затем, с 1939 по 1944 гг. активизировалась после-Повательно с востока на запал пентральная 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 предшествовавшие 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. Інстограмма распределения левых смещений мелких форм рельсфа адоль 12-километрового отрезка Долиноозерского разлома восточнее родника Улял-Булак, Гобийский Алгай, Юго-Западная Монголия [Трифонов, 1985]

Figure 60. Histogram of distribution of different sinistral offsets of minor landforms on the 12-km segment of the Dolinoozersky fault eastward the Ulau-Bulak spring, Gobi Altai, the southwestern Mongolia [Τρμάρικο], 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 дишь 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≥7,0. Тогда же происходят и наиболее значи-



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

1970, 1973, 1967, 1973, 1973, 1973, 1973, 1973, 1973, 1973, 1974, 1975, 1974, 1975, 1974, 1975

Figure 61. Seismic ruptures and epicentres of strong earthquakes of the 20th 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=7,1), 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, леремещения земной поверхности. Участок активной зоны, охваченный смещением при катастрофическом землетрясении, обычно имеет протяженность 100-300 км. Повторяемость катастрофических землетоясений в каждом таком участке Курило-Камчатской и Японской островных дуг С.А.Федотов [1968] оценивает в 140+60 лет. Примерно такую же (100-200 лет) величину она имеет в других активных структурах Тихоокеанского обрамления. В периоды между катастоофами 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 промежуток времени почти полторы тысячи лет, как-будто указывают на стабильное положение участков. При особо сильных Чилийском 1960 г. (M≥8.5) и Аляскинском 1964 г. (M≥8.4) землетрясениях разделение на подобные участки было нарушено. Движения распространились вдоль активных эон 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≥8. На северном участке такой катастрофой было Сан-Франциское 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-летные 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] Каждое из них приводило к правому сдвигу примерно на 6 м. К.Си [Sieb, 1978] детально изучил терригенные осадки с торфяниками в верхней части разреза I террасы долины Паллет, возникшие в результате подпруживания долины приразломными обвалами. Согласно ра-Диоуглеродным определениям, формирование осалков 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 вылелить 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 перемешения, сопровождающиеся подвижками при землетрясениях разной силы. Скорость крипа на первом, северо-западном, участке достигает 34 мм/тод [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 повтовлемости полобных событий (первые десятки лет) суммарное сейсмогенное смещение уступает тектоническому эффекту крила. Второй, юго-восточный, участок построен 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 раздомов хангайского типа. Так, наибольшее зарегистрированное сдвиговое смешение до 5,5 м при вертикальной компоненте до 1,2 м, возникшее при землетрясении 18 мая 1940 г. на разломе Империал, охватило его отрезок лишь в 70 км. После землетрясения движение прололжается в форме крипа со скоростью 30 мм/год.

К числу асинхронно развивающихся активных зон третьей группы относится 950-километровый Кобдинский правый вэбросо-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-Хутэл раздом смещает на 4 м (см. рис. 62.6) могильник VI-VШ вв. [Хилько и др., 1985], но не нарушает расположенные на разломе и вблизи него поздние монгольские могильники и современные русла оврагов. В долинах рек Буинту-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, насышенными органическим материалом. В обоих разрезах верхний прослой суглинков имеет возраст 460+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 одновозрастные формы рельефа – древние русла, первые террасы, конуса выноса – сдвинуты на одинаковые расстояния до 5 м, т.е. смещались единым импульсом движений, также свилетельствует об относительной редкости таких катаствою. Вместе с тем, на гистограммах голоценовых сдвиговых смещений в центральной части разлома (см. рис. 62.2) 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+2 м. Складывается впечатление, что отсутствие значительных позднеголоденовых движений компенсировалось повышенной активностью на более раннем этапе голоценового развития.

Ситуация, подобная распределению голоценовых подвижек вдоль Кобдинского разлома, возможно, имеет место в широтной 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 испытали 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 простирания 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)

а - распределение правых смещений (в м), при землетрясении XVI столетия вдоль Кобдинского разлома; б - смещение древнетюрского могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутел при том же землетрясении; в - сопоставление разрезов голоценовых сопоставление разрезов голоценовых отложений зоны разлома в долинах Буянту-Гол (9) и Цаган-Бургас-Гол (10); услопные обозначения см. на рис. 59; приведены места отбора проб для "С датирования, выполненного Л.Д.Сулержицким, обр. 3275 - 460±140 лет, обр. 3276 - 1190+80 лет, обр. 3281 - 460±100 лет, в - гистограммы распределения правых смещений мелких форм рельефа вдоль Кобдинского разлома на участках между долиной Дунд-Усе и р. Буянту-Гол (9) и между реками Буянту-Гол и Цаган-Бургас-Гол (вверх); изменение величины левого максимума зависит от изменения амплитуды смещения при землетрясении XVI в.; д - гистограмма распределения туды смещений узельствие разлома в доль северной части Кобдинского разлома в соль северной части Кобдинского разлома с по траника в сопеределения при верерной землетрясении XVI в.; д - гистограмма распределения средствити туды смещений доль северной части Кобдинского разлома в соль с верерной части Кобдинского разлома в соль с распострания при землетрясении XVI в.; д - гистограмма распределения при землетрясении XVI в.; д - гистограмма распределения правых смещений между дольких форм рельсфа вдоль северной части Кобдинского разлома в сазле р. Хавцалын-Гол и родника Чихтейн-Булас, смещений последнего тысячествия там отсутствуют

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

(a) Distribution of dexiral offsets, m, during the 16th 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 16th century earthquake; (a) Correlation of the trench sections in valleys of rivers of Buyantu-Gol (9) and Tsagan-Burgas-Gol (10); see Figure 59, 2 for the legend; the ¹C 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; (c) Histograms of distribution of different dextral offsets of minor landforms on the Kobdo fault between valleys of Dund-Us and Tsagan-Burgas-Gol; different values of the offset maxima depend on magnitudes of the 16th century offset: they are bigger (4-5 m) to the south of Buyantu-Gol; different values of the offset maxima depend on magnitudes of the 16th 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); (d) Histogram of distribution of different dextral offsets of minor landforms on the codhern back spring, the offset soft and the stamile num are absent there

ляются 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°. В.С. Буртман и др. [1987] описали в верховьях р. Чаткал вариации углов наклона сместителя от 80° – в основании обнажения до 20–45° – выше по склону и 65° – 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 Коккия 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 возле Таласо-Ферганского разлома (а) и реконструкция подобной схемы для конца плиоцена (б) [Trifonov et al., 1992]

1 - эоны продольных новейших поднятий, сложенных палеозойскими породами; 2 - зоны продольных новейших впадин, частично заполненных позднекайнозойской молассой; За - Таласо-Ферганский разлом; Зб - новейшие надвиги и взбросы; 49 - долины рек, показанные разными энаками для лучшей ицентификации 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 (d) [Thilonov 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; (3,a) the Talas-Fergana fault and $(3, \delta)$ 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,*a*), 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. 64,6). 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 сегмента 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 долик сдвинутыми склонами или уступами, связанными с вертикальными полнижками. Возраст осадков в самой нижней части разреза принимался за возраст котловины, близкий по времени к моменту начала переменнений на соответствующее расстояние (рис. 65). Согласно ралиоуглеродным определениям, выполненным Л.Д.Сулержинким в Геологическом институте РАН, скорость сдвига в первом сегменте – 5 мм/год (возраст осадка 3970+40 лет при смещении на 19 м) и во втором сегменте - 7 мм/год (3740+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±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. Инстограммы распределения правых смешений мелких форм рельефа вдоль Таласо- Ферганского разлома на его первом (*a*), втором (*b*) и четвертом (*a*) сегментах (см. пояснения в тексте) [Либого et al., 1992]

Жирные точки - прирашения 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 (b) 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 крина в общем движении, на что косвенно указывает широкое распространение сланцевых толш в зоне разлома четвертого и пятого сегментов. На правобережье р. Кекликбель выявлено несколько изолированных приразломных котловин на поверхности позднеглейстоценовой морены. В одной из них определен возраст отложений нижней части разреза – 1240±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 вреразломных впедии и определения их радвоуглеродного возраста (по Л.Д.Сулержицкому) в зоне Таласо-Ферганского разлома [Trifonov 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 ¹⁴C ages (by L.D.Solerzhitsky) along the Talas-Fergana fault [Trifonov et al., 1992] (1) Gravel; (2) sand; (3) clay and loarny soil; (4) clay and loarny soil with organics; (5) bedrock ям, средняя скорость сдвига не превышает здесь 8—10 мм/год.

На эначительном протяжении пятого сегмента изучение молодых смещений затруднено тем, что разлом следует вдоль подпрудных озер и русла реки Карасу-восточная. Належные признаки молодых сдвиговых смещений обнаружены возде 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 неболыших 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 землетоясение 1946 г. с магнитудой 7.5 в юго-западном крыле разлома. Для датирования смещений В.С.Буртман и др. [1987] использовали суглинки и торф из разрезов удлиненных приразломных котловин. К сожалению, лишь одна из них может быть предположительно связана с одним из двух оврагов, смещенных по разлому на 17 и 20 м (разрез 10 на рис. 65). Возраст осадка в ней 1220±50 лет. В таком случае средняя скорость слвига 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, Гоби-Алтайской зон ее не приходится связывать с миграцией активности во времени, поскольку такая же тенденция характеризует и позднеплейстоценовые движения. Так, на правобережье 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 [Ранцман, Пшенин, 1967] смещение морены конца среднего плейстоцена на 750 м. Отсюла средняя скорость слвига за поздний плейстоцен и голоцен — 7—8 мм/гол. Олнако долина р. Джанарыксай в южной части шестого участка смещена вправо относительно се кыне покияутых низовий на 1500 м. В верховьях долины сохранились деликты трогового строения и остатки морены конца среднего плейстоцена. В соядеменных 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 причленяется с востока зона молодых взбросов (см. рис. 63). Что же касается падения скорости северо-западнее Таласского хребта, то оно, возможно, объясняется сочленением Таласо-Ферганского слвига с простираюшимися на северо-восток молодыми разломами (преимущественно надвигами и вэбросами) Пскемского и Кураминского хребтов [Trifonov 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, использоранный для изучения разлома Спитакского землетрясения, там неприменим. Но в центральной части разлома Хайюань был описан разрез (см. рис. 59,6), в котором к плоскости разлома с северо-востока примыкают супеси и суглинки, в верхней части лессовидные, с линзами коллювия (Deng Ouidong, 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 раздомов на северном фланге Памира (см. рис. 13) и на Керченском полуострове Крыма.

В зоне Главного Копетдагского 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, *a*) выявлены три акта смещений суммарной амплитудой около 10 м. После каждого события система посстанавливалась. Характер смещений и восстановительных работ не оставляет сомнений в сейсмической природе разрушений. Поскольку древнейшие ирригационные системы такого типа возникли в Копетдаге 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 взяты 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 толшами 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 интенсизно 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≤М<7.8. С учетом распределения сильных землетрясений в течение 400- или 500летнего 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 $M \ge 7$. По данным К. Эль Хакима [E] Накеет, 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 торных 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 дежимом движений находятся в областях с мошной 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. Импульснс-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 локоя. 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 однородновысокого напряженного состояния на всем или

значительном протяжении зоны, а разрушается раньше.

Характеризующаяся криповым режимом движений актионая зона между Памиром и Тянь-Шанем отличается высокой раздробленностью и обилием в развезе некомпетентных осалочных пород. Подобный режим современного развития выявлен и в других мощных осалочных прогибах альпийского возраста с сильно раздробленным фундаментом. Показательно сравнение участков разлома Сан-Анлдеас с импульсным и криповым режимами движений [Allen, 1975]. Первые сложены до сейсмогенерирующих глубин гранитнометаморфическими образованиями, а вторые пластичной францисканской формацией и серпентинитовым меланжем, причем южный из «криловых» участков характеризуется к тому же пониженной мощностью земной коры и повышенным тепловым потоком. На участках первого тила активная зона узка. Она выражена единой плоскостью раздома с минимумом оперяющих 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 общирные 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-Епразийской коллизии

Здесь кодлизионная 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, .; Bingham, Klootwijk, 1980; Spencer, 1993], npouecc смыкания был достаточно длительным. Он начался не позднее конца раннего зоцена, 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 охватила отдельные аыступы плиты и лишь позднее остальные участки ее фронта, где какое-то время сохранялись реликтовые бассейны. Общей коллизия стала в конце зоцена – начале олигоцена (40 млн лет назад), когда, согласно расчетам спрединга в Индийском океане [Molnar, Tapponnier, 1975], скорость северного дрейфа Индийской плиты уменьшилась вдвое. С указанной ранней стадией Индо-Евразийской кодлизии связано начало северного дрейфа Тибета, который со среднего зоцена поныне достиг величины 2000+850 км [Achache et al., 1984]. Возможно, отражением коллизионных процессов той же стадии являются проявления метаморфизма в Высоких и Низких Гималаях (от 59 млн дет и модоже) и кварцевые сиениты массива Гираф 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 деформации 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 зоцена до раннего миоцена развивались невысокие, слабо дифференцированные поднятия Северного Памира и Тянь-Шаня, поставлявшие тонкий красноцветный обломочный материал в смежные плоские мульды.

Скачкообразная миграция в раннем-среднем миоцене фронта Индийской плиты и причленивШихся к ней тектонических зон в область Центрального Памира усилили воздымание Северного Памира, что сказалось на погрубении 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 толш 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 верхнемиоценплиоценовых молассовых свит. На Тянь-Шане также отмечается нарастание скорости движений со временем. С ростом Пстро-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-Пангпо отмечена синкинематическим метаморфизмом с возрастом 17,5 млн лет [Ratschbacher et al., 1993]. С рубежа 13 млн лет (по ⁴⁰Аг/³⁹Аг технологии) начались многочисленные извержения калиевых андезито-базальтов и более редкие извержения риолито-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 (⁴⁰Ar/ ³⁹Ar) 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 зоцена — 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 зоцене. Последующие тектонические события интересно рассмотреть в сопоставлении с развитием рифтогенеза на северо-востоке Африки, где синхронно с



Рис. 66. Неотектовические события в области Индо-Евразийской коллизни

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

Условные обозначения к рис. 66, 67 и 69

1- сжатие, окладчатость и надвигание, слабые и интенсивные; 2- растяжение, рифтогенез, 3- сдвиг, 4- поднятие; 5- проседание, 6- вращение, 7- сублукция и известково-щелочной вулканизм; 8- закрытие океанического или субокеанического бассейна; 9- метаморфизм, слабый и интенсивный; 10- гранитизация; 11- вулканизм; 12- начало отложения и погрубения молассы; 13несотласие; 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) uplifting; (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 coarsening of molasse; (13) unconformity; (14) rebuilding of structural pattern



Рис. 67. Неотектонические события в области Аравийско-Каразийской коллизии и в Альпийской Европе Северо-Восточная Африка и Красноморско-Аденский рифт, 2 - Загрос, 3 - Краевые складки Турции и Северо-Западной Сирии, 4 - Анатолия, Малый Кавказ и Эльбурс, 5 - Большой Кавказ, Крым и Копетдаг, 6 - Этейский регион и Греция, 7 - Западное Средиземноморье и Аленнины, 8 - Телль-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 Syna, (4) Anatolia, Lesser Caucasus and Alborz, (5) Great Caucasus, Crimea and Copet Dagh, (6) Aegean region and Greece, (7) Western Mediterraneon and Apennines, (8) Tell Atlas, Er-Reef and Bettic Cordilleras, (9) the Pyrenees, (10) the Alps, (11) the Carpathians, (12) rifls of Western Europe See Figure 66 for the legend

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

40 млн лет назад заложились Аденско-Красноморская рифтовая система и, вероятно, сопряженная 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-Килисской зоной разломов и сутурой 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 зоцене Тавр, Срединная Анатолия, Понтиды и Малый Кавказ испытали интенсивную складчатость. Отложения самых верхов эоцена и олигоцена несогласно перекоывают 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 зоцена 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 скучивания в виде Карпатской дуги. В раннем миоцене произошло значительное поперечное сокращение майкопского морского бассейна на южной окраине Евразийской плиты. Тогла же имела место складчатость на северо-западе Сирии, выразившаяся левыми сдвиго-надвиговыми смещениями и формированием предгельветского 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) возних и интенсивно функционировал Кенийский вулканический ареал. Процессы рифтогенеза в Эфиопском и Афарском рифтах усилились 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 сорванных покровов осадочного чехла в зоне Краевых складок Восточной Анатолии и Внешнем Загросе [Ильхан, 1977; Фолкон, 1977]. Складчатость в Крыму, на Кавказе и в Центральном Колетдаге 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 вспышками активизации. Таков предчокракский эпизод в Причерноморье.

В позднем миоцене (10-9 млн лет назад) тектонические движения вновь усилились на общирной 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 понтической 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 разломов. 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 Копетдата, на северном склоне Эльбурса. Усилившееся воздымание проявилось в повсеместном погрубении обломочного материала моласс.

В начале позднего плиоцена (раннеакчагыльское время) на севере, в Понто-Каспийской области, имели место трансгоессия и некоторый спал 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 докальны, 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 зоцена до раннего миоцена 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 Весточных Альпах и Карпато-Динарском регионе сформировалась покровная структура, Это привело в Восточном Средиземноморые 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 Телль-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 произощли в конце среднего и в позднем зоцене (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 заложились южная часть Верхнерейнского грабена, Гессенский, Ронский и соседние с последним более мелкие грабены.

В олигошене и начале нижнего мионена сформировалась вся рифтовая система Западной Европы от Нижнерейнского грабена до грабенообоазных 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 проселание грабенов сопровожлалось шелочнобазальтовыми и шелочными, а в грабене Кампидано известково-шелочными извержениями. Ось растяжения была ориентирована субширотно. В нижнем миоцене (20,5-19 млн лет назад) простое растяжение Лигурийского грабена дополнилось эращением Сардино-Корсиканского блока против часовой стрелки на 30° [Edel, Lortscher, 1977; Montigny et al., 1981] и его пододвиганием под Адриатический выступ. Пододригание привело к сдваиванию коры и воздыманию поверхности, что спровоцировало начало северо-восточного дрейфа лигурийских покровов, возникших при замыкании реликтов Тетиса в зоцене.

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

В начале олигоцена восточнее Срединно-Атлантического хребта образовалась субширотная правосдвиговая зона разломов, достигшая пролива между Африкой и Иберией [Srivastava et al., 1990]. Можно предполагать, что в олигоцене и миоцене правосдвиговые перемешения вызвали вращение и подворот 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 владины. 20 млн дет назад правый сдвиг на границе Африки и Иберии дополнился их сближением и сжатием тектонических зон. В раннем миоцене произошло надвигание внутренних массивов Телль-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер на внешние зоны. В среднем миоцене, а в Телль-Атласе с раннего миоцена покровообразование и складчатость охватывают флишевую зону. Ось глубоководного прогиба северо-западного края Африканской плиты смещается в процессе налвигания к югу, а прогиб становится молассовым.

Развитие Азоро-Гибралтарского правого сдвига изменило динамическую обстановку в Западном Средиземноморые и соседних частях герцинской Европы. Относительное сжатие стало северо-западным, и это отразилось, в частности, в средне- и позднемиоценовых левосдвиговых смещениях вдоль Лигурийской владины 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 владины. Оно было связано, с одной стороны, с развитием грабенов и сбросов Пантеллерийско-Ливийской системы. активизировавшимся на тирренском участке с окончанием врашения 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 владину Средиземного моря с образованием мантийной сейсмофокальной зоны и известково-шелочным вулканизмом Эоловых островов. Эти процессы продолжались и в плиоцен-четвертичное вземя. В то же время в Лигурийской впадине активный рифтогенез прекратился, и ее погружение происходило за счет остывания ранее возникшего мантийного диалира. Те же причины, 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-шелочным 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; Ben-Avraham, Tibor, 1993].

В начале позднего миоцена испытала существенную перестоойку территория Паннонской впадины. Если прежде (18-12 млн лет назад) здесь развивались локальные впадины, вероятно, сопряженные со сдригами [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 диапира 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 Телль-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 покророобразование 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 поотиб, 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 Рейнско-Лигурийской рифтовой системы. В Западных Карпатах в позднем мионене происходило надвигание флиша на молассу предгорного прогиба, сменивщееся в плиоцен-четвертичное время воздыманием и формированием современного рельефа [Kvitkovic, 1993]. Те же две стадии с постепенным омоложением с запала 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 позлнего 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 мионена (см. рис. 35, 37). До начала плиоцена осъ 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; Trifonov, 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 существовало. На ее месте при слабом местном вулканизме и при удаленности основных источников вулканического материала в раннем плиоцене отложилась вулканотенно-терригенная толша небольшой мошности [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 плиоцена на месте неовулканической зоны Северной Исландии. Продолжала функционировать южная часть древнего рифта. Ее связывала с северной частью неорулканической 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 спал 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 четверичного периола при непрололжительном спале активности в начале среднего плейстоцена (примерно 0.7-0.6 млн дет назал). Детальные исследования в зоне Срединно-Атлантического хребта около 37°с.ш. частично подтвердили этапность развития, выявленную в Исландии. В частности, по рисунку полосовых магнитных аномалий намечается изменение направления спрединта 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 занад 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 торного рельефа. Возник современный глубинный поддвиг на краю островной дуги и более мелкие нарушения надвигового типа [Эрлих, Мелекесцев, 1974].

Структурообразующая роль позднемноценовых 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, осадконакопление продслжалось в позднем миоцене, и предплиоценовое несогласие было сравнительно слабым. Но и там плиоценовые осадки залегают на миоценовых с размывом (о-в Карагинский) или угловым несогласием (залив Корфа).

Складкообразование и поднятие Центральнои Восточно-Камчатской зон привело к размыву 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 щапинской свиты, отлагавшейся в Восточно-Камчатской зоне, присутствуют прибрежно-морские образования. В составе свит есть как пролукты плошалных (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 возлымания, 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 лали 4.0+0.2 млн лет [Гладенков и до., 1980], Палеоматнитное 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 крекукский и тумракский комплексы - нижнеплейстоценовыми. В таком случае плиоцен характеризовался на Камчатке интенсивными восходящими движениями и вулканизмом. В нижнем плейстопене 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 позлнем миоцене.

В самом конце раннето и начале среднего плейстонена скорость поднятия резко уменьшилась, а затем восходящие движения сменились нисходяшими [Мелекесцев, 1980]. Эта перемена не ознаменовалась 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 платобазальтов и андезито-базальтов из трещин и шитовых 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 погрубении 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 продолжаются 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 имсла и выявленная на Камчатке позднемиюценовая 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 правосдвигового перемещения по разлому Сав-Андреас в течение кайнозов [Трифонов, 1983, по опубликованным даниым: 1 - Clarke, Nilsen, 1973; 2 - Crowell, 1973; 3, 5, 6 - Hoffman et al., 1973; 3, 4 - Sage, 1973; 7 - Proceedings..., 1968; 8 - HBI, Dibblee, 1953]

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

Figure 68. Variations of rates of dextral motion on the San Andreas fault during the Cenozoic [Tpadonan, 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 granitemetamorphic unit [Clarke, Nilsen, 1973]

Окончательное становление континентальной коры на западе Северной Америки произошло в ларамийскую эпоху. Оно характеризовалось пододвиганием восточной части Тихого океана (плиты Фараллон) под континент по весьма пологой поверхности и сопровождалось известково-шелочным вулканизмом и гранитообразованием. В ходе пододвигания плита Фараллон постепенно сокрашалась. т.е. океаническая рифтовая система сближалась с зоной поддвига. 29 млн лет назад достигла края континента выступавшая к востоку часть рифтовой системы, а в последующие 9-10 млн лет подобное произошдо и с ее соседними участками [Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973; Brown et al., 1992]. Ha yuacтках смыкания взаимосвязанные процессы спрединга и пододвигания прекратились. 20-17 млн лет назад резко упала вулканическая активность [McKee et al., 1970], после чего область известково-шелочного вулканизма ограничилась узкой полосой Каскадных гор. Калифорнии (США) и п-ова Калифорния Пущаровский. 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]. Цепь 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 правосдвиговая система Сан-Андреас, возможно, унаследовавшая частично позднеларамийскую зону нарушений и продолжающаяся на юго-востоке системой косого раздвигания (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 правосдвиговых 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 кояца раннего миоцена (не раньше 17-20 млн лет назал) 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 позлнего миоцена (13-8 млн лет назал) скорость сдвига составляла 2-7 мм/год, а 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 раздомами системы Поперечных хребтов. Исходя из времени прекращения горизонтальных перемещений по разлому Сан-Габриэль, Дж.Кроуэл [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 Малибу-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 пенепленизации 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, МсКее, 1978]. Дайки и сохранившиеся на юге Провинции сбросы того же направления свидетельствуют 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 [Гамильтон, 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 мелленные слвиговые 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 назал). Известково-шелочной 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 энизоды

На приведенных примерах мы убелились, что на достаточно общирных территориях неотектонические события закономерно связаны во времени. Вместе с тем, обнаруживаются черты широкой, хотя, возможно, и не порсеместной сияхронности 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 общирной 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-Аденская 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 Телль-Атласа, Эр-Рифа и Бетских Кордильер. Закладывается Азоро-Гибралтарская правосдвиговая 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 северовосток В надвигообразование вовлекается флишевая зона Телль-Атласа и Эр-Рифа. Возникают Афарская и Эфиолская 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 правосдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас.

Значительная неотектоническая активизация имела место в позднем мионене - раннем плиоцене, в течение которых выделяется несколько эпизодов усиления тектонических движений, проявившихся на общирных территориях. Среди них особенно важны элизоды на границах среднего и позднего миоцена, миоцена и плиоцена, раннего и позднего плиоцена. В эту эпоху интенсивные горизонтальные перемещения и складкообразование охватили периферические зоны Альпийско-Азиатского пояса: Северный и Внешний Памир. зону Главного пограничного разлома Гималаев и Субгималаи, 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 Телль-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 перемешения по зоне раздома 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 раздвигание рифтовых зон Северо-Восточной Африки.

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



Рис. 69. Межрегиональная корреляция неотектовических событий

1 - Центральная Азня и Тималан, 2 - Северо-Восточная Африка и Красноморско-Аденский рифт, J - Аравийско-Кавказская коллизионная область, 4 - Альпийская Европа, 5 - Западное Средиземноморье, 6 - Исландия, 7 - Камчатка и Курилы, 8 - запад США

Условные обозначения см. на рис. 66

Figure 69. Inter-region correlation of neotectonic events

(1) Central Asia and Himalayas, (2) the northeastern Africa and the Red Sea-Aden rift, (3) the Arabian-Caucasus collision region, (4) the Alpine Europe, (5) Western Mediterranean, (6) Iceland, (7) Kamchatka and Kuriles, (8) the western United States See Figure 66 for the legend

стание контрастности рельефа рифтовых зон. Эпизоды активизации, выделенные в отдельных зонах, обычно не прослеживаются в пределах всего пояса или разных поясов. Исключениями являются эпизоды конца плиоцена — начала плейстоцена, фиксируемые на Тянь-Шане, в Таджикской депрессии, Понто-Каспийской области, на Родопском массиве, в Исландии и на Камчатке, а также конца среднего плейстоцена, отмеченные в Центральной Азии, Байкальской рифтовой зоне, Понто-Каспийской области, Исландии, на Камчатке и западе Северной Америки.

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 зоцена – начала олигоцена (пик – 40–35 млн лет назад), отождествляемая с пиренейской фазой, проявилась главным образом в Альпийско-Азиатском лоясе, 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 плошали, 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 задожены 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 кайнороя. Резко сократилась плошадь континентальных транстрессий, 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 позднеплиоцен-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 поэлнего мионена (накануне поэднемиоценовой активизации рифтогенеза) на северо-востоке Африки, в Афарском и, возможно, Красноморском рифтах, имели место кратковременные дифференцированные движения, проявившиеся в угловых несогласиях между среднеи позднемиоценовыми толщами. Эти проявления лиастрофизма совпалают по времени с активизацией складко- и надвигообразования в соседних частях Альпийско-Азиатского пояса.

Примерно 4,5 млн дет назад, когда в Альпийско-Азиатском поясе после кратковременной понтической транспрессии 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 совладает с частичными структурными перестройками в рифтовых системах Исландии и Северо-Восточной Африки. Вместе с тем, эпизодам транстрессий 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 [Милановский, 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 Евразиатско-Атлантической полусфере Земли намечается при более крупномаситабном 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-Инлийского бассейна не оставалась постоянной. Были эпохи преобладания то спрединга, то поглошения вещества. Так, в пермское время ширина Тетиса, вероятно, была минимальной, и коллизионные условия господствовали на общирных территориях. В середине и конце мела происходили интенсивное покровообразование и, очевидно, связанное с ним поперечное укорочение тектонических зон северного фланга Тетиса без какихлибо 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 доли раздвигания на северном и северо-восточном флангах Гондваны и позднее Африки. Но именно на эти эпохи приходятся пики рифтогенеза, раскалывавшего Гондвану и позднее Африку в направлении, косом или перпендикулярном к осевым зонам спрединга и другим продольным спруктурам 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 се растяжение то вдоль Тетиса, то перпендикулярно к нему.

Глава 4 Геодинамические аспекты неотектоники Евразии

4.1. Неотектоническая расслоенность литосферы

4.1.1. Принципы обнаружения и изучения

Впервые на возможность дифференцированных латеральных перемещений слоев литосферы указал А. В. Пейве [1967] практически одновременно со становлением концепции тектоники литосферных плит. Позднее он же предложил термин «тектоническая расслоенность». Развивая это представление, А.В.Пейве писал: «Можно сделать заключение, что материал отлельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференциально, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемешения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее» [Пейве, 1977, с.7].

Дальнейшее развитие идей тектонической расслоенности литосферы, нашедшее в России наиболее полное отражение в трудах Геологического института Российской академии наук, происходило в направлениях исследований как древней, так и новейшей тектоники. В области древней тектоники наиболее результативным было изучение тектонических покровов в различных регионах. Удалось показать, что покровы возникают в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [Тектоническая расслоенность..., 1980, 1990; Пейве и др., 1983]. Движение и скучивание отслоенных пластин играют решающую роль в аккреции континентальной коры. Примеры таких перемещений широко представлены в вышеописанных тектонических зонах Альпийского пояса Европы, областей взаимодействия Евразийской плиты с Аравийской и Индийской плитами (см. главу 1). Вместе с тем, изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры — на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации и вышележащего разреза, а также габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам [Тектоническая расслоенность..., 1980].

О глубинах срыва и течения горных масс в древние геологические эпохи можно судить по петрологии и физическим свойствам выведенных позднее на земную поверхность пород зоны срыва и ее аллохтона, сопоставляя эти свойства с особенностями геофизических разделов литосферы. Такое сопоставление не всегда однозначно, поскольку физические свойства пород на разных глубинах могли изменяться со временем по мере эволюции тектонической обстановки. Поэтому вызывают повышенный интерес проявления тектонической расслоенности в новейшую и современную геологические эпохи. Они позволяют во многих регионах не только доказать сам факт расслоения, но и оценить реальные пространственные масштабы и глубины процесса.

Неотектоническая расслоенность континентов, как правило, недоступна непосредственному наблюдению из-за недостаточной величины эрозионного среза структур. На нее указывают косвенные признаки: проявления различий новейших структурных планов на разных уровнях литосферы, особенности геофизических полей, сейсмичности и иногда также вулканизма и флюидогазовой деятельности [Makarov et al., 1974; Макаров и др., 1982]. В процессе исследований эти критерии были уточнены и расширены [Кожурин. Трифонов, 1982; Трифонов, 1983; Трифонов и др., 1984, 1988: Тектоническая расслоенность..., 1990]. С их помощью было установлено, что во многих регионах (Памир, Тянь-Шань, Таджикская депрессия, Кавказ, Балканы, побережья Тихого океана и др.) современная литосфера представляет собой более или менее сложный ансамбль по-разному деформированных литопластин, разделенных субгоризонтальными, наклонными, реже вертикальными астенослоями и астенолинаами зонами относительно контрастных и лифференнированных тектонических движений. Проявления этого обнаруживаются прежде всего в активных областях. характеризующихся на земной поверхности разнообразными признаками интенсивных современных геодинамических процессов, но не ограничиваются ими.

В последние годы появляется все больше данных о неотектонической расслоенности океанической литосферы [Тектоническая расслоенность..., 1990; Соколов, 1990]. Геологические указания на расслоенность содержатся в результатах драгирования склонов. Так, в зоне разлома Кларион в Тихом океане обнаружена последовательная смена снизу вверх по склону пород второго океанического слоя третьим слоем и вновь вторым [Меланхолина и др., 1983]. В пределах банки Горриндж в Атлантическом океане выявлены признаки надвигания габбровой пластины на мантийные апогарибургитовые сеопентиниты южной вершины банки (см. рис. 56). Более многочисленны геофизические свидетельства. Из них упомянем сейсмический разрез, пересекший Срединно-Атлантический хребет на 20°ю.ш. (рис. 70) [Пушаровский и др., 1985]. Здесь в третьем слое выделены три системы интенсивных и протяженных отражающих плошадок, полого наклоненных в восточном направлении. Они секут наискось третий слой и представляют собой зоны деформаций, возможно, надвигового характера. Выделенные зоны не выходят за пределы третьего слоя и лисгармоничны по отношению к структуре вышележащего второго слоя. где преобладают клутые разрывы и блоковые образования, отвечающие картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры.

4.1.2. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах

Рассмотрим несколько типичных проявлений неотектонической расслоенности активных континентальных областей. В пределах Восточного Кавказа намечаются три структурных этажа земной коры, различающихся новейшими структурными планами [Makarov et al., 1974]. В приповерхностном слое до 10 км, сложенном преимуще-



Рис. 70. Интерпретационный геолого-геофизический разрез Среднино-Атлантического хребта во 20° ю.ш. [Пушаровский и др., 1985]; отношение вертякального и горизонтального масштабов 1:2

1 - стратифицированные отложения (первый геофизический слой); 2 - первый слой основания (базальты, соответствующие второму геофизическому слоко); 3 - вулканы в первом слос; 4 - сейсмически презрачный второй слой основания (дайки?, гоббра?, расплав?); 5 - третий слой основания (полосчатое габбро?, соответствующее третьему геофизическому слою); 6 - поверхность Мохо (?); 7 - площадки отражения, ориентированные косо к геологическим границам

Figure 70. Interpretative geological-geophysical section transverse to the Middle Atlantic Ridge along 20°S [Пушаровский и др., 1985]; ratio of vertical and horisontal scales is 1:2

(f) Stratified deposits (1ⁿ geophysical layer); (2) first basement unit (basalts, corresponding to the 2nd geophysical layer); (3) volcances in the first unit; (4) seismically transparent second basement unit (dykes?, gabbro?, mell?); (5) third basement unit (striated gabbro?, corresponding to the 2nd geophysical layer); (6) the Moho (?) discontinuity; (7) reflecting surfaces, oblique to the geological boundaries

ственно породами осадочного чехла, преобладают продольные структурные элементы запад-северо-запалного простирания (рис. 71). Пубже, на уровне 10-25 км, большое значение, наряду с продольными структурами, приобретают секущие к Кавказу неотектонические элементы, проявленные в геофизических полях и сейсмичности и нахоляшие на поверхности косвенное отражение в линсаментах, которым отвечают аномадии рельефа и рисунка складчатости. гранины областей с разным рельефом и стилями складчатости, флексурные уступы. Глубже, на уровне 25-60 км, главенствующее структурообразующее значение переходит к зоне Южного склона Большого Кавказа, отделяющей его от пояса закавказских межгорных впадин. Эта вертикальная дисгармония неотектонического строения и является выражением современного тектонического расслоения земной коры, связанного с различиями реакции среды на единый процесс субмеридионального сжатия Кавказа. Такое единство доказывается сходством геодинамических условий структурообразования на разных уровнях, проявленном в рисунке новейшей структуры, механизмах очагов землетоясений и кинематике активных разломов земной поверхности.

При рассмотрении Кавказа в целом обнаруживается еще более глубинная дистармония. Неотектоническими образованиями мантийного заложения представляются субмеридианальные вулканические цепи и отдельные крупные вулканы, концентрирующиеся в центральном сегменте Кавказа и продолжающиеся полосой на юг к оз Ван. Эта полоса дискордантна по отношению к коровым элементам новейшей структуры, что дает основание предполагать другую структурно-динамическую обстановку в верхней мантии региона.

Принципиально сходную, но более сложную картину представляет новейшая структура Тянь-Шаня [Макагоv et al., 1974; Макаров и др., 1982; Трифонов и др., 1988; Тектоническая расслоенность..., 1990; Макаров, 1990]. Здесь установлена иерархия разнопорядковых и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов. Основой новейшей структуры являются складки основания, которые образуют зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые вдоль горного сооружения [Макаров, 1977]. Зоны являются в основном верхнекоровыми образованиями. Они развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые выделяются как системы поднятий типа Чаткало-Кураминской или Заилийско-Кунгейской и системы впадин, к которым относятся главные пояса межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельсфе кровли мантии.

Дисгармония верхнекоровых и общекоровых структур Тянь-Шаня реализуется в основном за счет эначительных изменений мошности и, надо полагать, каких-то других характеристик среднекорового и нижнекорового сдоев [Макаров, 1990]. В некоторых районах полобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва «базальтового» слоя в общем конформны. Так, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части верхнекорового слоя, где резко утолщается горизонт с аномально пониженными плотностью и скоростями прохождения сейсмических волн, предполагается разупрочение среды и, возможно, даже частичное плавление [Макаров и др., 1982]. Более важные для освещения проблемы расслоения результаты получаются при изучении природы региональных секущих, или, как их чаше называют, поперечных зон активных деформаций Тянь-Шаня. Это зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся, как правило, значительной шириной и малыми градиентами смещений. Всесторонний анализ и спавнение между собой зон и систем молодых продольных складой основания и сопряженных с ними разрывов. Которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценка отношения к ним секущих структурных элементов приводят к убеждению, что во многих случаях последние являются поверхностным выражением структур скрытого типа, более активно развивающихся в глубинах земной коры (Макаров, Шукин. 1979]. Подобно известной зоне Таласо-Ферганского разлома (активной глубинной структуре открытого типа), секущие зоны скрытого типа вызывают в области их влияния одновременную и в общем однотипную деформацию либо всего горного сооружения, либо отдельных его крупных систем

Некоторые из рассматриваемых зон соответствуют крупным региональным аномалиям поля силы тяжести, гравитационным ступеням, аномалиям магнитного поля, которые отражают глубин-



Рис. 71. Сопоставление разноглубинных новейших структур Восточного Канказа [Трифонов, 1983]

1-5 - неотектонические элементы осадочного чехла и пойповерхностной части земной коры [Милановский, 1968]. 1, 2 - границы главных (Л) и второстепенных (Д) неотектонических элементов с показанным направлением наклона поверхности, 3, 4 - главные (Л) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанным направлением вертикального смещения, 5 - новейшие разломы и флексуры с указанным направлением соберхности, 5, 4 - плавных (Д) и второстепенным направлением наклона поверхности, 3, 4 - главные (Л) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанным направлением вертикального смещения, 5 - новейшие разломы и флексуры с указанные заны новейших перемещений и деформаций: 6 - на глубинах 10-25 км, 7 - на глубинах до 60 км (зона южного склона Большого Кавказа)

Figure 71. Correlation of neotectonic structures of different depths of activity in the eastern Caucasus [Трифонов, 1983]

(1-5) Neotectonic features, active in the sedimentary cover and sufficial part of the basement [Mnanhoacknä, 1968]: boundaries of major (1) and minor (2) neotectonic elements with shown direction of tilting; major (3) and minor (4) modern faults and flexures with shown direction of vertical offsets; (5) modern faults with unknown sense of motion. (6, 7) Deep-seated zones of neotectonic motion and deformation: at depths of 10 to 25 km (6) and down to 60 km (7), the latter corresponds to the Zone of the Southern Slope of the Great Caucasus

ные неоднородности коры и верхней мантии. Многие секущие зоны проявляют свою современную активность повышенной сейсмичностью [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. Очаги землетрясений указывают на большие глубины деформаций, происходящих в пределах этих зон. По имеющимся определениям, они относятся преимущественно к нижней части «гранитного» слоя и области раздела между ним и «базальтовым» слоем. Вместе с тем, в разных зонах имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают более сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы (рис. 72).

Комплексный анализ имеющихся геолого-геоморфологических, геофизических и сейсмических данных по неотектонике Тянь-Шаня привел В.И.Макарова [1990; Тектоническая расслоенность..., 1990] к следующим выводам. Во-первых, развиваясь в едином поле общего субмеридионального сжатия и отражая его, современные деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преимущественным направлениям, в разных формах и с разной активностью. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят правосдвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном продольное смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа.

Такая дистармония приводит к концентрации напряжений, компенсационным срывам и повышенной деформации горных пород вдоль субторизонтальных зон. На это указывает, прежде всего, увеличение сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и дру-



Рис. 72. Схематические разрезы земной коры и графики изменения плотности очагов землетрясений с глубиной, нормализованные по площоди (N), на различных глубинах (Н) литосферы Памиро-Тяньшаньского региона [Макаров и др., 1982]

а - Северный Памир (Л) и Афгано-Талжикская депрессия (П); 6 - Западный Тянь-Шань; Л - Фергано-Чаткальский блок (кривая З), П - Ферганскоя впадина (кривая Для ссверной части и кривая 2 для южной частя); а - Северный Тянь-Шань; слабые (кривая Л) и сильные (кривая 2) землетрясения

1 - осадочный чехол; 2 - складчато-метаморфизованные комплексы; 3 - "гранитный" слой; 4 - "базальтовый" слой

Figure 72. Principal sections of the Earth's crust and curves of variation of number of earthquake hipocentres, normalized in area (N), in different depths (H) of the Pamir-Tien Shan region [Макаров и др., 1982]

(a) The northern Pamirs (I) and the Alghan-Tadjik basin (II); (d) the western Tien Shan: (I) the Fergana-Chatkal block (curve 3) and (II) the Fergana basin (curve 1 for the northern part and curve 2 for the southern part). (e) the northern Tien Shan: weak (curve 1) and strong (curve 2) earthquakes

(1) Sedimentary cover; (2) folded and metamorphed units; (3) "granitic" layer, (4) "basaltic" layer

гих характеристик сейсмичности при переходе от одного слоя коры в другой. Подобные выводы высказывались в свое время Е.А.Розовой [1950] и С.Д. Макаровой [1955], а позднее были подтверждены специальными исследованиями Ю.К.Щукина [Макаров и др., 1982] (см. рис. 72).

Геофизическими исследованиями обнаружены в разрезе коры Тянь-Шаня более или менее мощные слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн [Краснопевцева, 1978]. Количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность не остаются постоянными в пределах анализируемой области (см. рис. 11), а зависят от вещественных и структурных особенностей среды и от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы.

Во-вторых, активность проявления скрытых глубинных структур, а также степень и форма их проявления в приповерхностных слоях коры по простиранию этих структур не остаются постоянными. Поэтому многие скрытые зоны выражены на земной поверхности прерывистыми деформациями и участками вещественных изменений. Слагаясь с более ярко, но также неравномерно проявленными элементами приповерхностной активной структуры, они предопределяют перекрестный рисунок структурного плана земной поверхности [Макаров, Соловьева, 1976].

Интересную дополнительную информацию дает анализ новейшей структуры района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Он расположен в Центральных Кызылкумах (см. рис. 47), где неотектонические движения еще не создали значительных горных сооружений, но ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации, тектонического «взламывания» на фронте горообразования. Здесь как бы складываются геодинамические воздействия, обусловленные общим субмеридианальным сжатием Тянь-Шаня и вторичным давлением его краевых зон в северо-запалном направлении. Это определяет сложность поля тектонических напряжений, вероятно, различного на разных уровнях земной коры. Последнее проявляется в различиях ориентировки генеральных структурных элементов и их активности в различных структурных этажах. Если в низах коры наиболее заметна активность субмеридианальных зон нарушений, то выше она переходит к элементам северо-восточного простирания, к которым в верхнем этаже добавляются нарушения северо-западного простирания [Макаров, Щукин, 1979; Макаров и др., 1982; Трифонов и др., 1988; Макаров, 1990].

Выразительные проявления тектонической расслоенности литосферы представлены альпийскими и новейшими структурами Памиро-Гималайского региона. Геологическими проявлениями расслоенности в течение альпийского тектогенеза служат тектонические покровы, среди которых С.В.Руженцев [1990: Пейве и др., 1983] дифференцировал покровы, возникшие путем срыва по различным некомпетентным горизонтам осадочного чехла, верхней и нижней частей кристаллической коры. Анализ неотектонических данных показал (см. раздел 1.2), что с олигоцена поныне происходила скачкообразная, однонаправленная миграция фронта движущихся масс, соответствующего области наябольших деформаций и контрастных смешений, от зоны Инда до южного склона Алайской долины [Трифонов, 1979., 1983], а сейчас, возможно, в этот процесс вовлекается часть Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского раздома [Trifonov et al., 1992]. В итоге в общирной области к северу от зоны Инда возникла система тектонических чешуй, последовательно сорванных со своего основания и обособленных к настоящему времени от более глубоких горизонтов литосферы единой зоной срыва (см. рис. 12).

Во Внешней зоне Памира, хребтах Петра Первого и Заалайском, такой срыв доказывается непосредственными наблюдениями новейших надвигов и сорванных складок, а в более общем виде выражением в рельефе всего Петро-Заалайского новейшего поднятия, представляющего собой, по терминологии П. Термье [Тегтіег, 1903], тектонический покров I рода. Глубинное продолжение зоны срыва в кристаллической части земной коры Памира отмечается положением корового волновода. Такие волноводы выделены как под Памиром, так и под Тянь-Шанем [Макаров и др., 1982]. Верхний памирский волновод, по данным глубинного сейсмического зондирования [Хамрабаев, 1980], постепенно погружаясь, продолжает на юг зону срыва. Возможно, он образован породами фундамента тянь-шаньского типа и метаморфизованными толщами Внешней зоны, на которые надвинуты более высокоскоростные горные массы Северного Памира (см. рис. 11).

В Гималаях также отмечена миграция надвигов и интенсивных деформаций в течение неотектонического этапа, но зеркальная по отношению к Памиро-Каракоруму: от зоны Инда к югу. Верхнекоровые чешуи наклонены на север. Разделяющие их надвиги, возможно, сливаются на глубине в единую поверхность срыва [Valdija, 1986]. Она ограничивает снизу высокосейсмичную верхнюю часть коры. Стиль новейших деформаций на уровне поверхности Мохоровичича существенно отличается от верхнекорового (см. раздел 1.2).

Приведенные геолого-геофизические данные согласуются с распределением гипоцентров землетрясений. По данным Ю.К.Щукина [Белоусов и др., 1979; Макаров и др., 1982], сильные коровые землетрясения Памиро-Гималайского региона приурочены к глубинам 20±10 км. На глубинах 30-40 км выделяется субгоризонтальная зона скопления гипоцентров более слабых землетрясений, достигающая наибольшей толщины и интенсивности под Памиром. От нее к поверхности ответвляется наклонная сейсмогенная зона, соответствующая глубинным продолжениям активных надвигов Внешней зоны Памира. В нижней части коры сейсмичность слабая, тогда как в верхней мантии обособляется Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона, почти вертикальная и расположенная в 150 км южнее активных надвигов Памира.

Анализ строения запада Северной Америки показывает, что неотектоническая расслоенность присуща не только сжатым областям континентальной коллизии, но и структурам растяжения и сдвига [Трифонов, 1979,, 1983]. Главные структурные элементы, представленные на земной поверхности, в том числе и грандиозный разлом Сан-Андреас, не продолжаются глубже 15-20 км. Глубже по косвенным геологическим, геофизическим и петролого-геохимическим данным восстанавливается сочетание рифтовых и трансформных зон типа того, что существует в Калифорнийском заливе (рис. 73). Главная рифтово-трансформная ветвь может рассматриваться как глубинная граница Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Она проходит под западным краем Большого Бассейна на удалении 300-400 км к востоку от разлома Сан-Андреас, представляющего собой аналогичную границу в верхнекоровом слое.

Различие структурных планов верхнекорового слоя и более глубоких горизонтов литосферы в



Рас. 73. Сопоставление верхнекоровых и гипотетических глубинных элементов активной тектовнки завада Северной Америки [Трифонов, 1983]

1-3 - четвертичные раздомы верхней части континентальной коры: 1 - сдвиги, 2 - нодвиги и вэбросы, 3 - сбросы; 4, 5 - активные разломы океанской литосферы! 4 - рифтовые зоны, 5 - трансформные раздомы; 6-8 - зоны интенсивных движений и деформаций, погребенные под верхнекоровым слоем: 6 - главные зоны рифтового типа, 7 - главные зоны трансформного типа, 8 эторостепенные зоны рифтового и трансформного типов; 9 - область субгоризонтального срыва верхнекорового слоя; 10 - "джффузная" трансформная зона на континентальном прододжении раздома Мендосино; 11 - обдасть известково-щедочного (преимущественно видезитового) вулканизма Каскадных гор, приблизительно отвечающая континентальному краю субдуцируемых редиктов цирать Фараллон; 12 - изобата -1000 м

Figure 73. Map of correlation of the Upper crust elements and hypothetic deep-seated (the Lower crust and the most upper munite?) elements of active tectonics of the western North America [Tpudonos, 1983]

(1-3) Quaternary faults of the Upper continental crust: (1) strike-slip fault, (2) thrust and reverse faults, (3) normal fault; (4, 5) active faults of the occanic lithosphere. (4) rift zone, (3) transform fault; (6-8) zones of intensive motion and deformation, burned under the Upper continental crust: (3) main transform-type zone, (3) main transform-type zone, (4) main transform-type zone, (5) area of subhorisontal detachment of the Upper crust; (10) "diffuse" transform zone in the continental continuation of the Mendocino fault; (11) area of calcalkaline (mostly and estitic) volcanism of the Cascades, marking the undercontinental side of subducted remnant of the Familton plate; (12) isobath of -1000 m
VCЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕшений предполагает срыв и скольжение по полошае верхнекорового слоя (рис. 74) [Трифонов, 1979., 1983; Макаров и др., 1982]. На такой срыв под Большим Бассейном, возможно, указывает также резкая смена по вертикали скоростей продольных сейсмических волн с 6.0 до 6.6 км/с и появление на границе этих слоев на глубине около 15 км докального маломошного волновода со скоростями до 5.5 км/с [Shurbet, Cebull, 1971; Braile, 1977]. Возможны меньшие по масштабу субгоризонтальные срывы в верхнекоровом слое вдоль пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую дарамийскую стадию тектонического развития. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, возле границы Калифорнии и Невады, где формирование новейших сбросов закончилось в миоцене, в позднейших эродированных поднятиях зона глубинного срыва оказалась выведенной на земную поверхность. Она представлена породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев и отражающими течение материала в субгоризонтальном направлении, перпендикулярном верхнекоровым сбросам [Hamilton, 1978]. Подобные образования встречены и в Северо-Западной Юте. Возраст последней стадии метаморфизма миоценовый [Compton et al., 1977].

На западном обрамлении Тихого океана наличие неотектонической расслоенности следует из того, что активные продольные сдвиги, широко распространенные в верхнекоровом слое активных континентальных окраин, не продолжаются как вглубь, так и в смежные области с корой океанического типа [Кожурин, Трифонов, 1982; Кожурин, 1988]. Выше, при рассмотрении неотектоники Камчатки (раздел 1.1) отмечались различия положения осей главных нормальных напряжений, восстанавливаемых по геологическим данным для активных сдвигов и связанных с ними верхнекоровых структур и для тектонических образований, очевидно, более глубинных, представляющих собой собственно островодужные струк-



Рис. 74. Схемятические профили, иллюстрирующие взаимодействие плит на границе Северной Америки и Тихого океана [Трифонов, 1983]

а - в одвигошене (спредянт от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; субдукция плиты Фараллон под континент; известково-щелочной вулканизм над субдуцируемой плитой); б - в современную эпоху (сдвиг между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами; срыв на глубинах 15-20 км, контрастный вулканизм адоль глубинных границ плит и внутриконтинентальных блоков, причем эти границы не соответствуют структурам верхненорового слоя)

Figure 74. Principal profiles illustrating the plate interaction in the boundary of North America and Pacific [Трифонов, 1983]

(a) Objective (spreading out of the East Pacific tift; subduction of the Farallon plate under the continent; calc-alkaline volcanism over the subducted plate); (b) the present time (strike slip along the plate boundary; detachment in the depths of 15 to 20 km; contrast volcanism over the deep-seated plate boundary and boundaries of the continental blocks that do not correspond to active structures in the Upper crust)

туры. Показательны также сейсмологические данные о геолинамических различиях на разных уровнях дитосферы Юго-Западной Японии к югу от Срединной тектонической линии. Мелкофокусные (глубина меньше 30 км, главным образом 10-15 км) землетоя сения сосредоточены межлу ней и меридиональным надвигом, расположенным сразу к западу от п-ова Кии. Фокальные механизмы и расположение активных разломов дают субширотное направление оси наибольшего сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе приурочены к пологой сейсмофокальной зоне. наклоненной на северо-северо-восток. Механизмы их очагов указывают на субмерилианальное направление оси наибольшего сжатия [Huzita et al., 1973]. В западной части Алеутской островной дуги современное техтоническое расслоение проявляется в механизмах очагов землетрясений. Для их определения были выбраны нодальные плоскости, которые при разных землетрясениях параллельны друг другу. Они показали смещения адоль субгоризонтальных поверхностей, причем горные массы островной дуги двигались по ее простиранию на северо-запад [Cormier, 1975]. Гипоцентры землетрясений расположены в интервале глубин 0-23 км.

4.1.3. Причины появления тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы

Анализируя короные землетрясения Кавказа, ГВ.Краснопенцева и Ю.К.Шухин [1978] подметили связь волновой картины с происходивщими в тех местах сильными землетрясениями. Это дает основание предполагать, хотя бы частично, дислокационную природу коровых волноводов. Работая в русле подобных представлений, В.Н.Николаевский [1982], В.И. Шаров [1984; Шаров, Гречишников, 1982; Николаевский, Шаров, 1985] и С.И.Шерман [1977] показали, что достаточно мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в за-ВИСИМОСТИ ОТ ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ, Т.Е. ГЛУбины. Если в верхнекоровом слое возникают сколовые нарушения - разрывы со смещениями, то глубже они выполаживаются, развиваются многочисленные мелкие трещины, приводящие к объемному разрушению и тем самым разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. В более глубоких горизонтах коры происходят милонитизация и бластез, осуществляются псевдопластические деформации, сопровождающиеся понижением прочности и большей подвижностью горных масс. В верхнемантийной части литосферы прочность вновь возрастает.

Таким образом, континентальная литосфера реагирует на прилагаемые к ней тектонические напряжения неолнородно на разных глубинах. Могут быть выделены [Трифонов, 1987, 1991]: верхнекоровая часть, подвергающаяся в основном хрупкому разрушению по отдельным разломам; более податливая к деформациям нижняя часть коры, отделенная от верхней горизонтом объемного трешинного разрушения - коровым волноводом; вновь более прочная верхнемантийная часть дитосферы. По отношению к верхнекоровому слою нижележащая часть коры играст в отдельных регионах ту же роль подвижного и сравнительно пластичного субстрата, какую играет астеносфера по отношению к литосфере в целом. В современных подвижных поясах картина расслоения усложняется. Здесь следует говорить не о единой астеносфере, подстилающей литосферу, а о нескольких астенолинзах или астенослоях как под литосферой, так и внутри нее, разделяющих более прочные пластины и блоки с разным стилем деформаций.

Возможная дислокационная природа коровых волноводов особенно интересна в связи с тем, что предпринятая в последние годы ревизия данных глубинного сейсмического зондирования [Сейсмические модели.... 1980] позволила выделить коровые волноводы не только в современных подвижных поясах, но и под древними шитами, фанерозойскими складчатыми областями разного возраста, древними и молодыми платформами. Такое расслоение вне активных областей может быть обусловлено древними геологическими процессами. С объемной трешиноватостью волноводов связана повышенная обводненность, а точнее – флюидонасыщенность. Вдоль них могут концентрироваться современные флюидные очаги. развитие которых изменяет напряженное состояние пород. И в частности, понижает литостатическое давление, облегчая тем самым горизонтальное дифференцированное движение литосферы континентов вне подвижных поясов. При такой всеобщности расслоения, хотя и неравноценного

в разных регионах, рассчитанные в рамках концепции тектоники литосферных плит направления и скорости их новейших перемещений достоверно характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс. Скорости перемещения последних могут быть выше [Трифонов, 1987].

Опираясь на изложенные факты и представления, Л.И.Лобковский [1988; Тектоническая расслоенность..., 1990] предложил концепцию лвухъярусной плитной тектоники, согласно которой она реализуется в значительной мере независимо на мантийном и коровом уровнях, причем нижняя часть коры в определенном смысле оказывается тождественной мантийной астеносфере и коровые «плиты» при их меньшей толщине, как правило, меньше по размерам, чем мантийные, Л.И.Лобконский снаблил предложенную модель некоторыми расчетами. Двухъярусная плитная тектоника представляется лучшим приближением к действительности по сравнению с постулатом монолитности плит, но и она не исчерпывает многих известных сейчас особенностей техтонической расслоенности.

Во-первых, степень тектонического расслоения различных геоструктурных областей неодинакова. В относительно стабильных областях вертикальная реологическая неоднородность литосферы проявляется, в частности, существованием внутриКорового волновода, который, как отмечалось выше, скорее всего представляет собой флюилонасышенный горизонт объемного разуплотнения горных пород. Это создает потенциальную возможность, но только возможность, дифференцированных по глубинам новейших перемещений и деформаций. Такая возможность редко реализуется в большом масштабе, о чем можно судить по слабой сейсмичности и отсутствию надежных признаков существенной дистармонии между новейшими структурами разных уровней. На древних шитах, по некоторым сведениям, редуцируется и мантийная астеносфера, что также затрудняет дифференциацию латеральных перемешений по глубинам. Все это, как нам представляется, тормозит такие перемещения и приводит к утолщению в указанных областях мантийной части литосферы.

В подвижных поясах, напротив, картина расслоения усложняется. В одном разрезе может выделяться 2-3 коровых волновода. Если на Восточном Кавказе в разделяемых ими литослоях различается лишь структурное выражение единого процесса современного субмеридионального сжатия и укорочения территории, то сейсмотектонический анализ района Газлийских землетрясений (см. раздел 4.1.2) позволяет предполагать различия геодинамических условий структурообразования и направления перемещений на разных уровнях. А коровые волноводы под Северным Памиром и Южным Тянь-Шанем (см. рис. 11) оказались глубинными продолжениями или нижними ограничениями активных надвигов со значительными амплитудами новейших перемещений.

Во-вторых, техтоническое расслоение не приурочивается повсеместно к одним и тем же уровням, а охватывает в разных условиях различные глубины и горизонты литосферы. Как показал С.В.Ружениев (Пейве и ло., 1983), прознализировавший, чем сложены базальные горизонты различных тектонических покровов, их отслоение могло происходить на уровнях осадочного чехла, гранитно-метаморфического слоя, низов коры и верхов мантии. Современные горизонты пониженной прочности и наиболее контрастных латеральных перемещений косвенно определяются по тому, на каких глубинах осуществляется Изостатическая компенсация эрозии поднятий и аккумуляции обломочного материала во впадинах (см. раздел 4.2.3). Такие горизонты могут быть представлены и какой-то частью осалочного чехла, и коровым волноводом, и мантийной астеносферой.

Пространственное разнообразие проявлений современной тектонической расслоенности литосферы необходимо учитывать при оценке ее роли в процессах тектогенеза и эволюции земной коры.

4.2. Неотектонические системы

4.2.1, Понятие "тектонические системы"

В статистической физике и термодинамике любые физические тела, независимо от их размеров, состава и состояния, рассматриваются как системы, состояние которых определяется набором параметров (температура, давление, плотность, химический потенциал, энергосодержание и т.д.). Параметры взаимосвязаны таким образом, что изменение хотя бы одного из них влечет за собой сложную совокупность сцепленных пронессов, приволящих к изменению доугих параметров, восстанавливающему равновесие системы. В тектонике мы обычно имеем дело не с элементарными, а с более сложными процессами, при которых реализуются связи между такими параметрами, каждый из которых с точки зрения, например, физики уже является системой. Тем не менее, общий принцип - взаимосвязь процессов - проявляется и здесь. Это позволяет ввести понятие тектонической системы – совокупности природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и поямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм [Пономарев, Трифонов, 1987; Трифонов, Пономарев, 1990].

В технике существует понятие структурных напряжений, которые уравновешиваются в определенном объеме среды при отсутствии внешних нагрузок на граничных поверхностях. Структурные напряжения служат своеобразной мерой нарушения равновесного состояния вещества. При этом речь идет о напряжениях, замыкающихся в малых объемах материала или, как максимум, в деталях машин. В геологической среде напряжения также образуют замкнутые системы, но могут уравновешиваться не только в локальных участках среды, но и в существенно больших объемах вещества. Техтонические системы - это системы структурных напряжений, возникающие на разных уровнях организации геологической среды при нарушении равновесного состояния по любому из параметров, характеризующих ее как термодинамическую систему Пономарев, Трифонов, 1987]. Мерой ранга тектонической системы служит размер области. в которой замыкаются структурные связи между элементами системы. В этом смысле можно говорить о системах глобальной и локальных разных рангов.

4.2.2. Глобальная неотектоническая система

Любой из процессов, протекающих в системе, деформирует все остальные процессы и в определенных условиях может оказаться первопричиной всех последующих изменений. Но это влияние бывает более и менее существенным. Для глобальной неотектонической системы решающими процессами, определяющими последующие изменения, представляются перемещения мантийного вещества, которые являются следствием глубинной дифференциации и преобразования мантийных пород.

Уже первые данные сейсмической томографии похазали весьма сложное распределение разноскоростных объемов верхнемантийного вещества [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Были выделены области относительно пониженных скоростей сейсмических волн, интерпретируемые как зоны подъема разогретых глубинных пород. Такая положительная температурная аномалия прослежена, например, под Красным морем и соседними структурами до глубин, по крайней мере, 350 км. Еще глубже прослежены области разогретой мантии под Тихим океаном [Dziewonski, Morelli, 1987]. Исландией [Bott, 1987] и некоторыми другими рифтовыми системами. Вместе с тем, такие восходящие мантийные потоки обнаружены не под всеми рифтовыми зонами, а в тех случаях, когда связь с рифтами намечается, области глубинных потоков могут иметь большие размеры, изменчивые очертания на разных глубинах и быть наклоненными к земной поверхности, так что их форма и положение на глубинах 200-300 км заметно отличается от формы и пространственного положения рифта. Так, центр упомянутой аномалии, связанной с Красноморским и соседними рифтами, на глубине 250 км оказывается под северозападной частью Индийского океана [Андерсон, Дзевонский, 1984].

Таким образом, связи современных рифтов с восходящими потоками мантийного вещества сушествуют, но имеют достаточно сложную структуру, в которой важное место могут занимать наклонные и горизонтальные ветеи глубинных потоков. Их структурные связи с рифтами усложняются по мере перемещения литосферных плит, в ходе которого изменяется и положение рифтов. Это создает условия для структурных перестроек и, в частности, «джампинга» рифтовых зон. Продукты дифференциации глубинного вещества, приносимого мантийными потоками, наращивают океаническую литосферу, что, наряду с движением самих потоков, приводит к дифференцированному на разных удовнях перемещению океанической литосферы в сторону континентов. Это реализуется по-разному на активных и пассивных континентальных окраинах.

В процессах новейшего структурообразования в областях островных дуг и активных континентальных окраин важную роль играет развитие сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону континента. Закономерное изменение в этом направлении химизма извергаемых пород свидетельствует о том, что по крайней мере частично их состав обусловлен переработкой погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы, хотя другие факты и, в частности, отношение изотопов стронция, скорее указывают на связь продуктов извержений с породами литосферного клина над сейсмофокальной зоной.

Субдукция океанической литосферы вдоль сейсмофокальных зон подтверждается данными сейсмической томографии, согласно которым наклонные или близкие к вертикальным пластины высокоскоростного (относительно холодного) мантийного вещества прослеживаются до самых низов верхней мантии под северо-западными [Creager, Jordan, 1984; Bott, 1987; Fischer et al., 1987] и юго-восточными обрамлениями Тихого океана, под Альпами [Mueller et al., 1987], Испанией, Западным Средиземноморьем, Эгейским морем и Турцией [Spakman, 1986; Spakman, van der Hilst, 1987].

Вместе с тем, Японская сейсмофокальная зона прослеживается непрерывно лишь до глубин 150-170 км (см. рис. 42). Глубже гипоцентры сильных землетрясений не образуют непрерыв-Ной полосы, а группируются в отдельные скопления, расположенные примерно на продолжении сейсмофокальной зоны по ее падению. Выделяются небольшое скопление гипоцентров на глубинах 300-350 км и более крупное - на глубинах 500-600 км. Подобная прерывистость отмечается и в других сейсмофокальных зонах активных континентальных окраин и островных дуг. С.А.Федотов и др. [1987] обратили внимание на тот факт, что интервал глубин 100-200 км, где число землетрясений резко убывает, проецируется на вулканическую часть островной дуги, причем в интервале глубин 20-100 км под вулканическим поясом мантия и земная кора почти полностью асейсмичны. Эта область характеризуется и аномальным затуханием сейсмических волн. Вероятно, она соответствует участкам зарождения и транспортировки магмы. Породы погружающейся океанической плиты в значительной мере перерабатываются, и продукты переработки пополняют литосферу континентальной окраины. Ілубже продолжают погружаться лишь

частично деплетированные фрагменты океанической плиты.

Наряду с наклонной сейсмофокальной зоной в Японской [Eatthquake prediction..., 1982]. Курило-Камчатской [Федотов, 1966: Новый каталог.... 1977] и других островных дугах отмечаются субгоризонтальные зоны скопления гипоцентров, приуроченные к верхам мантий и низам коры. По ланным Г.А.Вострикова [Кожурин, Востриков. 1988], под Курило-Камчатской дугой сочетаются наклоненная вдоль сейсмофокальной зоны и субгоризонтальная (на глубинах 20-50 км) области возрастания скоростей сейсмической деформации, напряжений и высоких градиентов эффективной вязкости горных пород. Очевидно, наряду с погружением океанической литосферы вдоль наклонной сейсмофокальной зоны имеет место пологое пододвигание ее фрагментов под кору островной дуги. Геохимические обоснования такого «расшепления» океанической плиты на сублунивуемую и полого пололвигающуюся части привели А.Я.Шараськин и С.Ф.Карпенко [1987] (см. главу 1).

На основе изложенных данных перемещение горных масс на активной границе континента и океана представляется следующим образом. Часть приближающейся к границе океанической литосферы пододвигается под земную кору островной дуги или континентальной окраины по субгоризонтальным плоскостям, а другая, большая, часть, погружается влоль сейсмофокальной зоны. До глубин 200 км она в значительной мере перерабатывается. Продукты переработки пополняют литосферу активной окраины, но фрагменты океанической плиты сохраняют обособленность и продолжают погружаться до значительных глубин. Таким образом, активные окраины оказываются не только зонами нисходящего потока вещества, но и областями тектономагматической переработки океанических литосферных масс.

Поступающие вверх продукты переработки частично извергаются на поверхность или иным способом наращивают земную кору континентальной окраины или островной дуги, но большая их часть концентрируется под земной корой в виде линзы разуплотненной мантии. Такую линзу выделяет, например, С.А.Болдырев [1987] под поясом активного вулканизма Курил и Камчатки. Линза погружается под углом около 20° в сторону континента, прослеживаясь до глубины 250 км. Это может указывать на движение литосферных масс в направлении континентов. Таким движением можно объяснить образование и развитие краевых морей — как результат утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континент мантийными массами. Фрагменты гранитно-метаморфического слоя прежнего края континента, отторженные от движущихся литосферных масс в результате термомеханического разупрочения коры процессами островодужного вулканизма, нередко сохраняются в разрезах островных дуг, например, на Камчатке и в Японии, С дальнейшим двяжением горных масс под континенты и вызванным им лифференцированным скучиванием континентальной литосферы можно связать процессы новейшего «внутриплитного» горообразования, охватывающего огромные пространства на востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

На современных пассивных континентальных окраинах не обнаружено специфических приокеанических новейших структур, кроме продольных сбросов, выделяемых, например, на отдельных участках атлантического побережья. Считается поэтому, что на пассивных окраинах движущаяся океаническая литосфера увлекает соседние континенты и они перемещаются В том же направлении и с той же скоростью. Обращает на себя внимание, однако, некоторое различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, признаваемых частями единых литосферных плит [Трифонов, 1987; Trifonov, 1989]. Так, скорость сближения с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по самым молодым полосовым аномалиям, составляет 50-60 мм/год. тогда как скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием поэднечетвертичных деформаций и смещений поверхности в Тянь-Шаньско-Памиро-Гималайском регионе, - 40-50 мм/год, а Аравийского субконтинента, полученная подобным суммированием в Малоазиатско-Карказском регионе, -30-40 мм/год (см. главу I, разделы 2, 3, 4). Скорость, рассчитанная по полосовым аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения верхней мантии, которая, таким образом, движется быстрее верхнекоровых континентальных образований.

Сходная картина обнаруживается и в Ислан-

лии, сложенной аномально мошной (более 20 км). хотя и океанической корой. Здесь суммирование поэлнечетвертичных деформаций и смещений дает скорость раздвигания на поверхности около 10 мм/год (см. раздел 1.6), тогда как в соседних сегментах Срединно-Атлантического хребта, судя по писунку полосовых магнитных аномалий, она превышает 20 мм/год [Vine, 1966]. Это приводит к предположению, что разные слои литосферы движутся с разной скоростью, причем чем глубже, тем скорость больше. Но в данном контексте нам важно другое: общая и для активных и для пассивных окраин тенденция к движению в разной степени переработанной океанической литосферы, в основном ее мантийного вещества, под соселние континенты, что может приволить к скучиванию и утолшению континентальной литосферы. На возможность такого движения на северо-западной пассивной окраине Евразийской плиты указывает ориентировка активных разломов и механизмов очагов коровых землетрясений Фенноскандии (см. раздел 2,6). Оси сжатия ориентированы преимущественно перпендикулярно к соседней части срединно-океанического хребта, что можно объяснить давлением на континентальную кору стремящейся пододвинуться под нее океанической литосферы.

Максимальное скучивание происходит в областях континентальной коллизии типа Памиро-Гималайского региона. В условиях тектонической расслоенности скучивание осуществляется неравномерно на разных уровнях, приводя в Целом к утолщению как коровой, так и мантийной частей литосферы. Скучивание является ведушим фактором горообразования, дополняясь изостатическим полнятием, компенсирующим поверхностную эрозию, и другими вторичными процессами, Для верхнекорового слоя характерно широкое развитие покровно-складчатых структур. На больших глубинах (40-70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводяшему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Последний дополняется стресс-метаморфизмом в зонах интенсивных деформаций. Остаточные продукты плавления могут со временем эклогитизироваться [Артюшков, 1979, 1993] и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозней) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Азии, которые, судя по геологическим данным, испытали в свое время скучивание, подобное Памиро-Гималайскому, обычно не превышает 40—45 км.

В условиях тектонической расслоенности, характерной для областей континентальной коллизии, отслоенная от коры и тем самым утяжеленная мантийная часть литосферы начинает погружаться, с чем может быть связано возникновение мантийных сейсмофокальных зон типа Памиро-Гиндукушской. Определенную роль в ее образовании может играть концентрация и, соответственно, возрастание скорости тектонической деформации в отраниченном объеме мантийных пород по сравнению с коровой деформацией, охватывающей общирные территории (эффект воронки). Это наглядно иллюстрируется сравнением плошадей, занятых в Памиро-Тяньшаньском регионе эпицентрами коровых и мантийных сильных землетрясений (рис. 75). Такое же происхождение может иметь сейсмофокальная зона Вранча в Карпатах.

С улалением от областей максимального сжатия и скучивания дитосферы стиль новейшей тектоники в верхней части коры подвижных поясов постепенно изменяется. Это лучше всего видно в Центральной Азии. В Тянь-Шане развиваются крупные складки основания, охватывающие верхнекоровый слой и осложненные надвигами, нэбросами и складками осадочного чехла (Шульц. 1948; Макаров, 1977; Макаров и др., 1982]. Оно лополняется нагнетанием пластичного материала в средней и нижней частях коры [Макаров. 1990] и, возможно, частичным перемешиванием коровых и мантийных пород. С последним отчасти может быть связано разуплотнение верхов мантии, предполагаемое под частью Тянь-Шаня [Артемьев, 1984]. Складкам основания соответствуют горные хребты и межгорные впадины. По мере удаления от Памира к северо-востоку степень коробления коры ослабевает, и складки основания тяньшаньского типа сменяются горстами и рамповыми грабенами, лишь осложненными, и то не повсеместно, складчатыми изгибами пород и поверхностей выравнивания. Возрастает значение сдвиговых смещений по разломам. Они отмечаются и в Тянь-Шане, но дальше от Памира – в Монголии, Западном и Центральном Китае становятся преобладающими при многократно подчиненной роли вертикальных смещений. С участками изгибов и кулисных сочленений сдвиговых поясов связаны впадины растяжения типа Байкала и грабена Шаньси.

Новейшее структурообразование в пределах континентов, как нам представляется, не ограничено описанными процессами во внутриконтинентальных и окраинных подвижных поясах. Под всеми континентами, и в том числе под их древними ядрами: большей частью Северной Евразии, юго-западной половиной Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Бразильским щитом, высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества литосферного типа прослеживаются до глубин более 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984], а под Канадским щитом даже до 400 км [Grand, 1987]. Это можбо истолковать двояко.

Согласно первому объяснению, повышенная скорость сейсмических волн в верхней мантии, сочетающаяся с пониженной тектонической активностью кратонов и других частей континентов вне подвижных поясов, отражает охлаждение верхней мантии до значительных глубин, редуцирование или отсутствие астеносферы и благодаря этому связь земной коры с верхней мантией в прочные и однородные по деформационным свойствам линзы. Против такого объяснения свидетельствуют отмеченные выше признаки тектонической рассдоенности земной коры континентов вне подвижных поясов, а также быстрая Изостатическая компенсация латеральными перемещениями мантийных масс таяния лелников последнего оледенения на Балтийском и Канадском щитах [Артюшков, 1979].

Поэтому более вероятным представляется второе объяснение, согласно которому под континентами происходит скучивание мантийных масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов переработанной океанической литосферой. Отражением такого скучивания могут быть тенденции к утолщению земной коры от краев к внутренним частям континентов и сжатию верхнекоровых литопластин, превышающему литостатическое давление [Кропоткин, 1977]. Примером может служить Северо-Американский кратон. Под провинцией Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки реконструируется, как отмечалось выше (см. раздел 4.1.2), погребенное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия,



Рис. 75. Активные разломы и элицентры землетрясевий Памиро-Тяньшаньского региона [Трифонов, 1987] 1-3 - землетрясения с глубинами счагов от 0 до 70 км (а) и от 70км до 300 км (б) и матнитудами М: 1 - 6≤М<7; 2 - 7≤М<8; 3 -М≥8 [Новый каталог., 1977]. Главные разломы выделены утолшенными линиями. Остальные условкые обозначения см. на рис. 13

Figure 75. Active faults and earthquake epicentres in the Pamir-Tien Shan region [Трифонов, 1987] (1-3) Earthquakes with depths of hypocentres: (a) 0<H<70 km, (b) 70≤H<300 km, and magnitudes: (J) 6<M<7, (2) 7≤M<8 and (3) М>8 [Новый катадог.., 1977]. Main faults are shown by heavier lines. See Figure 13 for other symbols

сходное по современной кинематике с рифтовотрансформной системой Калифорнийского залива, но дисгармоничное относительно новейших верхнекоровых структур Провинции [Трифонов, 1979₅, 1983]. Приток разогретых глубинных масс в область погребенного поднятия может вызывать сжатие и скучивание верхней мантии Северо-Американского кратона. Последнее проявляется в повышенных скоростях сейсмических волн верхней мантии, а также в северо-восток – юго-западной ориентировке оси наибольшего современного сжатия верхнекоровых литопластия, лостигающего высоких значений [Gough, 1984].

На сжатие верхнекоровых литопластин континентов указывает и тот факт, что вертикальная компонента смещений большинства активных разломов континентальных подвижных поясов оказывается взбросовой или надвиговой (Трифонов, 1983, 1987). В последние годы появились результаты детальных исследований, показавших, что и вне подвижных поясов, на Восточно-Европейской платформе, пологие новейшие поднятия имеют складчатую природу, а ограничивающие и осложняющие их разломы также чаще оказываются взбросами или взбросо-сдвигами, чем сбросами (см. раздел 2.6.1).

Сказанное приводит к выводу, что современное сжатие и утолшение континентальной литосферы. по крайней мере частично, связано с движением под континенты преобразованной океанической литосферы. Лишь немногие континентальные регионы, прежде всего Восточно-Африканская рифтовая система, а также рифтовые зоны Байкальской области. Провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки и некоторые другие, развиваются в обстановке существенного растяжения. Нижние горизонты тектонически утолщенной континентальной коры местами уялотняются изза минеральных преобразований в условиях относительно высоких давлений и повышенных температур и, приобретая свойства нижележащей мантии, смешиваются с ней и вовлекаются в ее перемещения.

Предлагаемая концепция глобальной неотектонической системы представляет собой модернизированный вариант тектоники литосферных плит. В рамках глобальной системы наращивание литосферного вещества в одних местах (пре-

имущественно в рифтовых зонах) почти полностью компенсируется возвращением части литосферного вещества в нижележащую мантию (рис. 76). В отличие от традиционной плейт-тектонической модели, предлагаемая концепция предусматривает такое возвращение не только в зонах субдукции, но и под другими частями континентов. Другое существенное отличие - признание дифференцированности движений и деформаций на разных уровнях литосферы. Она образована не монолитными плитами, а сложно сочетающимися линзовилными слоями разной прочности и вязкости, которые по этим характеристикам и, соответственно, стилю и степени деформированности могут быть разделены на относительно прочные «литопластины» и отличающиеся повышенной скоростью леформации «астенослои».

В основе предлагаемой концепции лежит конвекция мантийного вещества, охнатывающая по меньшей мере верхнюю мантию. Что же касается соотношений с нижней мантией, то данные сейсмической томографии [Dziewonski, Morelli, 1987] как будто убеждают в том, что крупнейшая Тихоокеанская положительная тепловая аномалия. характеризующаяся пониженными скоростями прохождения сейсмических волн, прослеживается до основания нижней мантии и, возможно, соответствует изгибу на несколько километров поверхности границы мантии и ядра [Morelli. Dziewonski, 1987]. Продолжаются в нижнюю мантию, по крайней мере до глубин около 1000 км, положительная тепловая аномалия пол Исландией [Bott, 1987] и субдуцированные относительно холодные объемы пород по северо-западной периферии Тихого океана [Стеадет, Jordan, 1984; Fischer et al., 1987].

Вместе с тем, Л.П.Винник [Vinnik et al., 1987] обратил внимание на азимутальную анизотропию прохождения сейсмических волн на границе верхней и нижней мантии, т.е. на глубинах около 650 км, связав ее с крупномасштабным перетоком вещества вдоль указанной границы. Позднейшие работы по сейсмической томографии выявили во многих регионах существенное различие в распределении разноскоростных объемов пород выше и ниже границы. Вероятно, на 650-километровом рубеже, как и на более высоких структурно-реологических границах в верхней мантии и земной коре, структурные различия слоев выше и ниже границы, свидетельствующие о дифференцированном перемещении и деформации вещества, сочетаются с наличием сквозных структур, пересекающих такие границы. Эти сквозные структуры, пересекая 650-километровый рубеж, обеспечивают обмен веществом между нижней и верхней мантией, пополняя последнюю недеплетированными мантийными породами.

4.2.3. Локальные неотектонические системы

Тектонические процессы глобальной системы выступают в роли внешних факторов, обусловливающих развитие локальных тектонических систем (см. рис. 76). Механизм и проявления некоторых из них полообно описаны в литературе. Таковы, например, системы вулканотектоники и гравитационной тектоники. Е.В.Артюшков [1979, 1993], В В.Белоусов и Н.И.Павденкова [1989] обрашают внимание на системы, созданные тектоническими напряжениями, возникающими в результате фазовых и минеральных преобразований вещества. С гранитизацией связывают некоторые сводовые поднятия земной поверхности. Метаморфизм гранулитовой и особенно эклогитовой фации в породах нижних горизонтов утолщенной континентальной коры приводит к уплотнению вещества, проседанию горно-складчатых сооружений и развитию впалин. Вероятно, такого рода нисходящие движения участвовали в создании впадин тила Паннонской или Лутской, территории которых, как теперь выяснено, испытали перед новейшим погружением альпийскую складчатость и орогенез. Определенную структурообразующую роль играет и флюидогазовая активность, локальные проявления которой зависят от местных тектонических условий.

Эрозия поднятий и снос обломочного материала во впадины приводят к нарушению изостатического равновесия и вызывают компенсацию такого нарушения латеральным глубинным перетоком вещества [Пономарев, Тейтельбаум, 1978]. Из-за этого поднятия испытывают дополнительное воздымание, а впадины – опускание. Процесс усугубляется разуплотнением вещества при его подъеме (за счет растрескивания, фазовых преобразований, окисления у поверхности) и уплотнением при погружении (например, из-за литификации осадков, преобразования глинистых минералов). Ілубинный компенсационный переток оказывает динамическое воздействие на выщележащие породы, вызывая дополнительно растяжение впадин и сжатие пород в поднятых участках.

В условиях тектонической расслоенности литосферы латеральный переток вешества, компенсирующий изостатическую Неуравновешенность, может осуществляться на разных уровнях В складчатой области пальмирид Сирии, где размеры сопряженных антиклинальных поднятий и синклиналей-впалин измеряются первыми километрами, изостатическая компенсация происходит на глубинах 2-3 км в пластичном гипсоносном горизонте триаса и местами сопровожлается явлениями диапиризма в антиклиналях. В хребте Каратегин (Южный Тянь-Шань) отмечается раздув корового волновода на величину до 10 км по сравнению с соседними долинами рек Иляк и Кафирниган, а для более северных и восточных районов характерно утолщение более низких горизонтов коры и соответственное погружение поверхности Мохоровичича под системами хребтов по сравнению с системами сопряженных межгорных и предгорных впадин [Макаров и др., 1982: Макаров, 1990]. Эти изменения мошностей отлельных слоев земной коры представляются, по крайней мере отчасти, обусловленными глубинным изостатическим перемешением вещества. Для более общирных и пологих сводовых поднятий, как показал Е.В.Артюшков [1979] на примере послеледникового воздымания Балтийского щита, характерна изостатическая компенсация на уровне астеносферы. Таким образом, размеры и контрастность новейших вертикальных движений сопряженных поднятий и впадин прямо связаны с глубиной уровня изостатической компенсации экзогенного перемещения вещества.

Существуют и совсем мелкие тектонические системы, связанные с сугубо местными причинами. К их числу относится, например, система, обусловливающая образование так называемых трещин разгрузкя. Им предложено следующее объяснение [Reik, 1976]. По мере развития эрозии в приповерхностных породах происходит релаксация напряжений, прежде обусловленных объемным сжатием пород. В первую очередь релаксируют вертикальные напряжения, нормальные к поверхности. От этого возрастает относительная роль горизонтальных напряжений, под действием которых образуются трещины, субпараллельные земной поверхности — своего рода дислокационная расслоенность приповерхностных пород.

При наличии достаточно прочных и длительно действующих связей между элементами техтонических систем многие процессы преобразуют разные вилы энергии в упругую и, тем самым, становятся источниками структурообразования. Таким образом, возникает представление об источниках упругой энергии множественной природы, рассредоточенных на различных уровнях организации геологической среды от субмикроскопического до глобального [Пономарев, Трифонов. 1987]. Суммарный вклад таких источников и определяет поле тектонических напряжений, ответственное за образование и развитие геологических структур. В этом смысле большинство структур полигенно. Отсюда проистекает разнообразие представлений о причинах и источниках тектогенеза в отношении как конкретных структур, так и их региональных и глобальных сочетаний. В большинстве случаев это не столкновение взаимоисключающих мнений, а результат изолированного рассмотрения тех или иных групп тектонических процессов в единой системе взаимосвязанных преобразований.

Рассмотрим взаимодействие различных неотектонических систем на примере орогенной структуры хребтов Петра Первого и Заалайского, расположенных в области сочленения Памира и Тянь-Шаня [Скобелев и др., 1988]. Эти хребты возникли на месте прогибов, заполненных мезозойско-кайнозойскими осалочными толшами. Горообразование в целом следовало за складчатостью, хотя отдельные их проявления синхронны. Оно началось, когда складчатость и связанный с ней линамометаморфизм в значительной мере гомогенизировали осадочный чехол и приблизили его по деформационным свойствам к породам основания. Торообразующие складки сочетаются с тектоническими покровами и при больших размерах морфологически сходны со складчатыми формами предшествующего этапа новейшего структурообразования. Подобно последним, они обязаны своим возникновением горизонтальному сжатию прогиба в результате сближения Памира и Тянь-Шаня, которое, в свою очередь, отражает сближение литосферных масс Индостана и Евразии, т.е. один из процессов глобальной неотектонической системы.

Сближение Памира и Тянь-Шаня было тем





Figure 76. Interaction of neotectonic processes; the processes in the global neotectonic system are contoured by heavier lines [Trifonov,

внешним фактором, который привел в действие оял докальных тектонических процессов. Так. опидаясь на данные Г.Рамберга [Ramberg, 1967] и А.В.Лукьянова [Тектоническая расслоенность...] 1980] и на факт неравномерного распределения новейшей молассы, более интенсивно накапливавшейся на краях прогиба вблизи эродируемых сводов Памира и Тянь-Шаня, С.Ф.Скобелев [Скобелев и др., 1988] пришел к выводу о неравномерном давлении молассы на нижележащие пластичные породы мела и палеогена и об их перетекании в результате такой неравномерности к центру прогиба. Это предопределило возникновение в сжимающемся прогибе осевого поднятия. Позднее, когда поднятие оформилось в рельефе. его эрозия и аккумуляция продуктов эрозии в соседних остаточных прогибах (последняя осуществлялась как седиментационным путем, так и перемещением гравитационных покровов) ввели в действие механизм изостатической компенсации. Он работает в том же направлении, что и рост поднятия в результате бокового сжатия и перетекания раздавленных модассой медовых и палеогеновых пород. Образно говоря, природа достигает одной и той же «цели» разными путями.

Во всех рассмотренных случаях более крупные по размерам тектонические системы, созданные накоплением напряжений с большой областью структурных связей, приводят в действие более локальные механизмы тектогенеза. Можно, однако, привести пример и обратных соотношений. В новейшей структуре Тянь-Шаня, наряду с уломинавшейся тектонической системой, образованной складками основания и связанными с ним разломами. известны протяженные линеаменты, ориентированные косо, реже поперек к простиранию складок основания. Как показали ранее выполненные исследования [Makarov et al., 1974], линеаменты оказываются поверхностным выражением глубинной неотектонической делимости земной коры региона. На поверхности к линеаментам нередко тяготеют зоны трещин и мелких разрывов, морфологически сходных с элементами планетарной трещиноватости, выделенной С.С.Шульцем [1979], да и само сочетание линеаментов в плане повторяет в макромасштабе рисунок планетарной трешиноватости. Представляется, что трещины, объединяемые этим понятием, явдяются результатом релаксации местных современных напояжений с весьма малыми размерами

областей замыкания структурных связей. Однако, булучи организованы линиями глубинной лелимости земной коры. такие трещины приобретают однообразную ориентировку на эначительном протяжении и образуют в совокупности тектоническую систему более крупных структур – линеаментов, соизмеримых по размерам со складками основания и связанными с ними крупными разломами. В этом случае накопление энергии на уровне весьма локальных связей реализуется деформацией и разрушением с формированием структур существенно большего размера. При различии генезиса линеаментов и разломов, связанных со складками основания, они могут частично совмещаться: линеамент может совласть с разломом, если он также предопределен глубинной неотектоникой, и разлом может использовать линеамент как зону пониженной прочности горных пород.

Другой пример взаимодействия систем разного ранга, но с соизмеримыми по масштабам структурными проявлениями — Байкальская рифтовая зона и соседние с ней неотектонические образования. Выше (в разделе 1.6) отмечалось, что и Байкальская зона, и соседний Хубсугульский грабен находятся на участках кулисного сочленения субширотных зон левых сдеигов и сдеиговых деформаций. Образование этих рифтов как структур растяжения вподне согласуется с направлениями горизонтальных перемещений в сдвиговых зонах. Вместе с тем, под Байкальским рифтом и рифтоподобными впадинами Забайкалья выделяется линза разуплотненной и аномально разогретой мантии. Оба указанных фактора – и растяжение. связанное со сдвигами, и наличие аномальной мантии - являются элементами глобальной неотектонической системы, но элементами разного иерархического уровня, и оба вызывают определенные структурные эффекты. С растяжением связано проседание рифтов. С разуплотнением мантии - некоторое общее поднятие поверхности, но, возможно, не только оно. По мнению E.B. Артюшкова и др. [Artyushkov et al., 1991], pacтяжения, которое отражено в структуре рифта, недостаточно, чтобы вызвать проседание его основания на измеренную глубину. Требуется дополнительный источник опускания, который Е.В.Артюшков связывает с уплотнением (эклогитизацией ?) над аномальной мантией части корового вещества, получившего из-за этого сейсмические характеристики разуплотненной мантии. К близкому выводу пришла Т.П.Иванова [1990]. В обеих интерпретациях структурообразующие эффекты аномальной мантии возникают опосредованно — через вторичные преобразования корового вещества.

Развитие тектонических систем определяется их движением к равновесию. Но оно достижимо только в идеально изолированной системе. Горные породы в их естественном состоянии — открытые системы, которые на современной стадии эволюции Земли находятся в состоянии обмена энергией и веществом со своим окружением. Поэтому термодинамическое равновесие в геологической среде нигде не достигается.

Итак, неоген-четвертичное и современное развитие литосферы определяется взаимодействием процессов во множестве неотектонических систем, различных по масштабу и структурообразующей роли. Определяющей является глобальная неотектоническая система, в рамках которой в масштабе всей Земли осуществляется перемещение и частичное обновление литосферного вещества. Глобальная система включает в себя структурообразующие эффекты наращивания литосферы в определенных областях (преимущественно океанических рифтовых зонах) за счет восходящего потока продуктов дифференциации мантии, различного на разных уровнях перемещения океанической литосферы от таких областей в сторону соседних континентов, ес преобразования на активных континентальных окраинах и, как результат этого, сжатия и утолшения литосферы в преледах континентов и их активных окраин с вовлечением нижних частей литосферы в дальнейшие перемешения мантийного вещества.

Процессы в глобальной системе возбуждают локальные неотектонические системы, более мелкие по размерам областей, но иногда весьма выразительные в своих частных тектонических проявлениях. Эти системы могут возникать в результате как сугубо механических причин, так и фазовых и минеральных преобразований. Локальные системы образуют ряд разномасштабных процессов от достаточно крупных по своим проявлениям (системы вулканической. гравитационной и изостатической тектоники, поднятия и опускания поверхности вследствие разуплотнения или уплотнения вещества на разных уровнях литосферы) до сугубо местных и даже микроскопических форм деформации и разрушения, связанных с весьма мелкими неоднородностями среды и изменениями поля напряжений.

Энергетическими источниками глобальной системы и, соответственно, большинства возбужденных ею локальных систем является прогрессирующая лифференциация вещества мантии. Дополнительным источником тектонических процессов в верхних оболочках Земли, вероятно, является радиогенное тепло, выделяемое продуктами дифференциации глубинного вещества. Своеобразное положение занимает неотектоническая система компенсации нарушений изостатического равновесия. С одной стороны, для ее возникновения необходимо появление неровностей рельефа, создаваемых процессами в глобальной и некоторых производных от нее локальных системах, например, вулканотектоники. Тем самым, она предопределена энергетическими источниками этих систем. С другой стороны, происходящие в системе изостатической тектоники движения литосферных масс возбуждаются экзогенным перераспределением вешества, которое происходит при значительном участии солнечной энергии. Последняя, таким образом, также оказывается источником тектонических процессов. Это не единственная форма ее влияния на тектонику. Следует иметь в виду также гипергенное минералообразование и формирование осадочных пород, при которых происходят эндотермические реакции, консервирующие солнечную энергию и предопределяющие возможность се вылеления при последующих преобразованиях вещества, например, глинистых минералов [Белов, 1952: Лебедев, 1957], погруженных на значительную глубину в зонах поддвига.

4.2.4. О природе горообразования

Широкое развитие горообразования является характерной чертой и особенностью новейшего этапа развития Земли. Поэтому вопрос о природе горообразования — важнейший в неотектонике. Им издавна занимались ученые. Разнообразие предложенных решений отражает не только и, может быть, не столько различие подходов и степени изученности проблемы, сколько гетерогенность самого явления. В предыдущих разделах этой главы была предпринята попытка рассмотреть неотектоническое развитие как продукт системы разноранговых взаимосвязанных процессов, влияющих друг на друга и проявляющихся лишь в своем взаимодействии. Факторами горообразования в такой системе являются и различные сочетания тектонических движений горных масс на разных уровнях тектоносферы, и вызываемые движениями деформации, и фазовые и минеральные преобразования вещества, и даже экзогенные воздействия (рис. 77). Их сочетания в природе весьма многообразны, что и определяет сложность и гетерогенность явления.

Но существует аспект, в котором все процессы, приводящие к горообразованию как значительному и притом дифференцированному воздыманию поверхности, едины. Суть этого аспекта в том, что в условиях почти полной изостатической скомпенсированности достаточно крупных объемных секторов Земли возвышение какого-либо сектора над другими означает большее содержание в его объеме относительно легких (разуплотненных) горных пород. Последнее может достигаться в тектоносфере либо скучиванием корового вещества, либо притоком аномально легкого мантийного материала, либо разуплотнением коровых или мантийных масс in situ. Рассмотрим процессы, которые могут привести к указанным преобразованиям.

Большинство орогенических областей, в том числе самые высокие горные системы, являются областями новейшего сжатия или сдвига с сжимающей компонентой. В таких областях происходит более или менее значительное скучивание литосферных масс. И по гипсометрии отдельных хребтов и вершин, и по охваченной площали масштабы горообразования наиболее велики во внутриконтинентальных коллизионных областях типа Памиро-Гималайской, Здесь увеличена мошность земной коры, как верхнекорового сдоя, так и ее нижележащей части, примерно в одинаковой пропорции. При этом отмечается общее возрастание мошности коры в пределах всей орогенической области, а также ее особенно значительное уголщение под наиболее возвышенными горными сооружениями.

Неотектоническое скучивание верхнекорового слоя Памиро-Гималайского региона происходило не в результате общего тектонического сдваивания коры, хотя в отдельных зонах это имело место. Ведущим механизмом скучивания был «бульдозинг» — последовательное вовлечение в интенсивные деформации тектонических зон, все более удаленных от области первоначального столкновения континентальных масс, которая выражена сутурой замкнувшегося позднего Тетиса. Вовлеченные в такой процесс зоны становились тектоническими чешуями, сорванными со своего основания. Они испытывали внутренние складчато-надвиговые деформации и одновременно наклон и надвигание на соседние зоны. Все это привело к утолщению верхнекорового слоя.

В средней части коры Памиро-Гималайского региона выделяются один, а местами несколько коровых волноводов. Их расположение и природа обсуждались в предыдущих главах. Здесь хотелось бы еще раз обратить внимание на представления В.Н.Николаевского и В.И.Шарова [1985]. которые связывают образование волноводов с дилатансным разуплотнением среды - сменой хрупких сколов в верхнекоровом слое развитием многочисленных трещин во всем объеме возникающего волновола. Такой трещиноватый слой насыщается водой и другими флюидами, и в нем благодаря эффекту П.А.Ребиндера [1979] и иным физико-химическим процессам существенно понижается прочность и может возрасти скорость деформации.

В более низких горизонтах коры условия деформирования иные Даже в «нормальной» континентальной коре мощностью 35-40 км ее нижняя часть достаточно разогрета мантийным тепловым потоком, чтобы при высоком литостатическом давлении стали возможными квазипластические деформации с развитием структур течения, катаклаза и бластеза. Особенностью орогенической области рассматриваемого типа является «значительный диссипативный разогрев нижнего слоя континентальной коры, испытывающего интенсивные сдвиговые деформации» [Хаин, Лобковский, 1990. с.28]. Согласно приводимому в цитируемой работе расчету, температура а нижней части утолщенной до 70 км коры достигает 600-700°, что приводит к существенному понижению прочности, значительному возрастанию скорости деформаций и даже формированию локальных коровых магматических очатов, слособных генерировать гранитоидные интрузии и вулканизм. По мнению В.Е.Хаина и Л.И.Лобковского [там же, с.29], «мантийный тепловой поток экранируется аномально разогревающейся нижней корой, что приводит к возрастанию температуры в прилегающем 10-километровом слое под-



Рис. 77. Взаимодействие неотектовических процессов, приводящих к горообразованию; процессы глобальной неотектовической системы оконтурскы утолщенными ливиями [Трифовов, Повомарев, 1990]

Figure 77. Interaction of neotectonic processes, resulting in formation of mountains; the processes in the global neotectonic system are contoured by heavier lines [Tpudonon, Honomapen, 1990]

коровой литосферы за 20 млн лет на 80–150°С (до 700–750°С), ниже – на 40–80°С (до 750–800°С)».

Итак, в средней и нижней частях коры внутриконтинентальных горных областей существенно понижается прочность горных пород и становится возможной высокая скорость деформаний. Это способствует техтоническому скучиванию (нагнетанию) нижнекоровых масс и их локальному перетеканию, которое компенсирует изостатические неолнородности, возникающие в результате эрозии горных хребтов и накопления сносимого (как процессами седиментогенеза. так и в виде гравитационных покровов) материала в соседних ападинах. Механизм изостатической компенсации служит дополнительным источником возрастания контрастности вертикальных движений и, соответственно, рельефа, а деформационный разогрев коровых мантийных масс не только способствует скучиванию, но и обеспечивает температурное разуплотнение, увеличивающее общее поднятие территории. Таким образом, в предлагаемой модели горообразование представляется обусловленным тектоническим скучиванием горных масс в условиях сжатия и их разуплотнением in situ в результате скучивания. Дополнительного (больше нормального) тепломассопереноса из мантии не предполагается.

Подобный механизм горообразования может быть применен к орогенам типа Тянь-Шаня с тем отличием, что скучивание и сопутствующие ему преобразования рэспространены дискретно: они проявлены лишь в системах горных хребтов, но не в соседних с ними межгорных и предгорных впадинах. В современной структуре системы хребтов образуют двояковыпуклые, а системы впадин — двояковогнутые коровые линзы, причем первые имеют утолщенную по сравнению с «нормальной» континентальную кору, а во вторых мощность коры близка к таковой вне орогенических областей.

Дискретность новейшего скучивания позволяет по-новому взглянуть на природу межгорных япадин [Трифонов, 1997; Трифонов и др., 1997], традиционно считавшихся в сжатых орогенических поясах синклинальными складками основания. В Центральной Азии горные хребты и системы хребтов, представляющие собой подвижные зоны скучивания, нередко разделены относительно стабильными областями (микроплитами или коровыми блоками), гипсометрически понижен-

ными и служащими бассейнами аккумуляции сносимого с хребтов обломочного материала. Сужаясь в местах сближения подвижных зон, относительно стабильные блоки становятся межгорными впадинами. Такова, например, придода расположенных на западном продолжении Таримской микроплиты межгорных впадин на границе Памира и Тянь-Шаня. Внутри подвижных зон (систем хребтов) обособлены межторные впадины более высокого порядка, разделяющие отдельные хребты антиклитального или горст-антиклинального типа. Такие впалины нерелко соответствуют участкам, сложенным более плотными породами, чем соседние хребты. Например, офиолитовые пояса основания, насыщенные гипербазитовыми телами и их фрагментами, обычно образуют впадины в новейшей структуре. Поверхность подобных впадин пусть слабо, но была изостатически опушена уже к началу неотектонического этапа и в дальнейшем не могла испытать инверсии.

Таким образом, многие, если не все, новейшие межгорные впадины сжатых орогенов центральноазиатского типа не являются синклинальными складками основания, подобными складкам в осадочном чехле. Будучи обусловлены неоднородностями строения основания, они представляют собой либо реликты разделяещих подеижные зоны скучивания стабильных блоков и микроплит, либо участки утяжеленной коры внутри подвижных зон. Контраст между хребтами и межгорными впадинами усугублялся в ходе горообразования. С хребтов сносился обломочный материал и частично накапливался во впадинах. В результате хоебты становились легче, а впадины тяжелее. Их изостатическая неуравновешенность компенсировалась латеральным перемещением глубинного материала, который из-за реологической расслоенности осуществлялся в слоях, более раздробленных или пластичных и потому обычно менее плотных, чем соседние слои. В итоге кристадлическое основание впалин независимо от их происхожления обогащалось тяжелыми компонентами, что мы в действительности и наблюдаем.

Приложение механизма коллизионного горообразования к островным дугам и активным континентальным окраинам сталкивается с рядом осложнений. Островные дуги курильского типа не имеют высоких гор, за исключением вулканических, поскольку слагающая их кора океанического или переходного типа меньше отличается по плотности от мантии, чем кора континентальная, а потому слабее и орогенический эффект ее скучивания. Более высокие горы тектонического происхождения, уступающие, однако, по высоте внутриконтинентальным горным областям сжатия, характерны для островных дуг камчатского типа, имеющих более или менее развитую континентальную кору. Умеренная высота гор и в этом типе связана, версятно, с обилием в составе коры мафических компонентов океанического происхожления, как непосредственно ахолящих в состав новообразованной коры островной дуги, так и испытавних магматическую переработку. Дополнительным фактором воздымания, обнаруженным на Камчатке, но, вероятно, присушим и другим островным дугам и активным окрайнам с проявлениями вулканизма, является разогретая аномальная мантия. Она формируется путем поступления расплавов или только подвижных магматических компонентов из погружающейся ядоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы и расположенного над ней литосферного клина. В итоге, горообразование в структурах рассматриваемого типа оказывается комбинированным эффектом скучивания коры и притока аномального мантийного материала. Последний может ограничиваться поступлением лишь подвижных компонентов магмообразования, с участием которых происходит разогрев верхов мантии и низов коры (до образования вулканических очагов) и соответствующее разуплотнение вещества in situ.

На фоне островных дуг западной части Тихого океана аномальным выглядит интенсивное горообразование в Андах. Можно предположить, что здесь на определенной стадии пододвигания оксанической дитосферы под континент начался бульдозинг — скучивание континентальной коры того же типа, что и во внутриконтинентальных горных областях. Возможно, это было связано с изменением строения зоны поддвига, которая прежде могла иметь ту же форму, что и на Камчатке. Теперь же, как видно во многих (хотя и не всех) сечениях сейсмофокальной зоны, зона поддвига приобрела ломаный профиль, при котором океаническая литосфера сначала пододвигается под континент по весьма пологой поверхности и лишь на значительном удалении от берега испытывает резкое погружение (см. рис. 44).

Скучивание коровых масс. в какой бы форме оно ни происходило, не решает, однако, всех проблем орогенеза областей сжатия. Во многих из них отмечается характерная особенность: горообразование отстает во времени от эпохи интенсивной складчатости и надвигания, которые также являются выражением скучивания. Это наблюдается в Гималаях, Внешней зоне Памира, Центральном и Юго-Восточном Памире, на Колетдаге и Кавказе, в Карпатах, Альпах и Пиренеях, где временной разрыв межлу началом этих процессов измеряется миллионами и первыми лесятками миллионов лет. Не менее наглядно указанная особенность проявлена в Андах, где пододвигание океанской литосферы под континент происходит влоль олной и той же линии. По меньшей мере, с зоцена, а интенсивное горообразование началось только в позднем мионене. Нельзя сказать, что на ранних стадиях сжатия выраженных в рельефе поднятий совсем не возникало. Но они развивались локально, будучи представлены принадвиговыми валами, осевыми частями крупнейших антиклиналей. Что же касается общего возлымания территории, то, например, во Внешней зоне Памира, оно выразилось на ранней стадии лишь сменой морского осядконакопления аллювиальным. Это произошло в начале миоцена, тогда как интенсивный рост Петро-Заалайского поднятия, превратившегося сейчас в область высочайших горных хребтов, начался только в конце миоцена.

Выявленный временной разрыв между началом скучивания верхнекоровых масс и началом общего горообразования наводит на мысль, что в развитии последнего существенную роль играет поведение средней и нижней частей коры, а также верхов мантии, изменявшееся в процессе деформаций орогенической области. В.Е.Хаин и Л.И.Лобковский [1990] связывают это изменение с диссипативным разогревом нижней коры, ускорявшим ее нагнетание под орогеническую область, Цитируемые авторы ссыдаются на выполненные расчеты [Керчман, Лобковский, 1990], согласно которым для такого нагнетания необходимо 20-40 млн лет, что согласуется с реально установленной продолжительностью отставания горообразования от начала коллизионных деформаний.

Постепенность разогрева и, соответственно, вовлечения глубинных горизонтов в процесс скучивания ставит вопрос, каким образом они реа-

гировали на сжатие на ранних стадиях неотектонического развития. В разделе 4.1.2 обсуждалась дисгармония структурного выражения бокового сжатия на Восточном Кавказе. Если верхнекоровый слой, сложенный в эначительной мере осалочными породами, отзывался на сжатие преимушественно образованием складок и надвигов, то в средней части коры широкое распространение приобрели горизонтальные сдвиги [Makarov et a].. 1974; Трифонов, 1983]. Можно предположить, что подобная дистармония проявлялась на ранних стадиях коллизионных деформаний во многих орогенических областях, и лишь позднее, по мере разогрева глубинных горизонтов коры, ведущим в них стало вязкопластическое нагнетание горных масс, приведшее к значительному утолшению коры и воздыманию поверхности, которое усиливалось благодаря термальному расширению пород коры и асрхов мантии.

Иначе подходит к решению вопроса Е.В.Артюшков [1979, 1993]. Он также связывает горообразование с изменением термического режима. По его мнению, на ранних стадиях развития сжимаемого орогена скучивание коровых масс компенсировалось в условиях умеренного теплового потока уплотнением нижнекоровых горизонтов путем минеральных преобразований типа эклогитизации и т.п., из-за которых подъема земной поверхности не происходило. Последующий приток аномальной мантии, увеличивая тепловой поток, вызвал частичное плавление и иные формы разуплотнения преобразованной части коры, что и привело к горообразованию. Предложенный Е.В.Артюшковым механизм интересен тем, что в нем для объяснения горообразования наряду с механическими и фазовыми привлекаются минеральные преобразования горных пород. С ним согласуются и данные гравиметрии, согласно которым в некоторых орогенических областях, например, Тянь-Шане, выявленное утолщение коры не обеспечивает существующего подъема поверхности, и для изостатической скомпенсированности требуется значительное разуплотнение мантии [Артемьев, 1984; Артемьев, Белоусов, 1980]. Тем не менее, остается сомнение в необходимости привлечения на стадии активного горообразования избыточного тепла, обеспечиваемого притоком аномальной мантии. Вполне вероятно, что для осуществления предполагаемых преобразований достаточно того разогрева низов коры и верхов

мантии, который, как было показано выше, происходит в самом процессе деформаций. Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных фактических данных и более точных расчетов...

Принципиально иную придоду имеет годообразование в рифтовых областях. Если в океанических рифтовых зонах возникающие горы невулканического происхождения редко и ненамного возвышаются над удовнем моря, то в областях континентального рифтогенеза высотные отметки местами превышают 3000 м. Сам рифтогенез связан с растяжением и вызывает лишь опускание поверхности. Но растяжение сопровождается или инициируется разуплотнением глубинных масс, нередко приводящим к своловому воздыманию. на фоне которого и развиваются рифтовые владины, создавая контрастный рельеф. При этом растягивающиеся блоки могут испытывать наклон, как это имеет место, например, в Провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки или в Восточном Прибайкалье, что приводит к еще большей дифференциации рельефа.

Предложены активный и пассивный механизмы разуплотнения пород, обусловливающего воздымание рифтовой области. При активном механизме поступление относительно легкого мантийного вещества приводит к сводовому воздыманию, а растекание диапира аномальной мантии к растяжению и рифтогенезу. Дополнительное растяжение верхнекорового слоя создается благодаря сводовому изгибу поверхности (аркогенез). При пассивном механизме растяжение, определяемое движением плит и блоков литосферы, приводит в земной коре к образованию грабенов, а в верхней мантии - к спаду литостатического давления и, как следствие, к разуплотнению горных масс вплоть до их плавления, т.е., по существу, к формированию аномальной мантии in situ. Последнее служит источником сводообразования. Активный и пассивный механизмы сводообразования в рифтовых областях далеко не всегда различимы. Существенно, что в своих максимальных проявлениях растяжение и сводообразование могут быть асинхронными, что свидетельствует об отсутствии прямой связи межлу Ними (см. раздел 2.2.3).

Специфичны вулканические горы. К их числу относятся высочайшие постройки океанического дна, нередко возвышающиеся над уровнем моря. Новейшими вулканами являются самые высокие горы Северной Америки, Камчатки, рифтовой системы Восточной Африки. Причина возвышения вулканов над соседними территориями заключается в компактности распространения вулканических продуктов от центров извержений. Благодаря изгибной прочности земной коры изостатическая компенсация веса таких построек осуществляется на большей территории, и они остаются абсолютными поднятиями. В определенных условиях возникают ограниченные разрывами кальдеры и вулканотектонические депрессии, но и в них компактные вулканы, не заполняя депрессии полностью, могут возвышаться ная их краями. Дополнительным фактором образования возвышенности может стать разуплотнение магмы при извержении. Это в первую очередь относится к постройкам, сложенным шлаками, пемзами. туфами.

Во многих новейших орогенах, приуроченных к областям как скучивания горных масс, так и их растяжения, присутствует общая особенность глубинного строения — нечеткость и потому известная условность проведения нижней границы земной коры по материалам сейсмических исследований. Под Памиром, Тянь-Шанем, Курилами,

Камчаткой, Исландией, Провинцией Бассейнов и Хребтов и многими другими активными областями вылеляется слой с перехолными значениями скоростей сейсмических волн. достигающий местами 10 и лаже 20 км. Под рифтовыми областями и отчасти островными дугами можно с достаточной уверенностью отожлествлять этот слой с аномальной мантией, содержащей локальные магматические очаги. Ее разогрев обеспечивает наблюдаемое понижение скоростей продольных волн до 7,7-7,8 км/с и другие геофизические особенности слоя. Более сложной представляется его природа под коллизионными орогенами типа Тянь-Шаня Здесь в слое могут присутствовать и аномально разогретые объемы мантии и блоки нижней коры, тектонически отторженные в процессе скучивания и обогащенные тяжелыми минералами типа граната. т.е. сложенные гранулитами и эклогитами. К такому слою вполне применимо название коромантийной смеси. Ее присутствие в сейсмических разрезах орогенических поясов сжатия позволяет предполагать, что там материал корового происхождения проникает в процессе скучивания глубже той границы, которая идентифицируется с современной поверхностью Мохоровичича.



Предпринятое рассмотрение различных аспектов неотектоники Евразии опиралось на детальное описание тектонотипов, представляющих сочетания структур в различных подвижных поясах. Выбор последних сделан сознательно, поскольку именно в подвижных поясах особенности новейшего тектогенеза проявлены наиболее полно и выразительно. Сопоставление техтонотипов между собой и с родственными им образованиями открыло широкий спектр неотектонических ситуаций. Они определяются не только общей геодинамической обстановкой, т.е. положением той или иной структуры в региональном поле тектонических напряжений, определяемом в конечном счете взаимодействием плит и блоков литосферы, но и особенностями состава и строения земной коры и верхней мантии, которые зависят как от геологической предыстории, так и от сочетания факторов, действующих в течение новейшего этапа, в частности, от эволюции структур в ходе новейшего тектогенеза. Роль местных факторов становится особенно заметной на континентальных платформах, где плитные взаимодействия проявлены слабо и опосредованно.

Анализ хронологических особенностей новейшего тектогенеза выявил широкий спектр изменений скоростей течения различных неотектонических процессов. Часто повторявшимися геодезическими наблюдениями в некоторых подвижных поясах выявлены возвратные перемещения пунктов, которые могут иметь приливную или иную волновую природу и уменьшают сцепление между частицами горных пород, облегчая перемещения в зонах разломов. На эти короткопериодные флуктуации накладываются сезонные вариации, а в подвижных зонах также направленная составляющая перемещений, достигающая в наиболее активных зонах средней скорости несколько милляметров, редко сантиметров в год. Направленное смещение геодезических пунктов может отражать различные сочетания двух крайних форм движений. Первая форма – квазинепрерывное движение по разлому или складчатая деформация, сопровождающиеся или осуществляющиеся рядом слабых землетрясений. Другая крайняя форма – накопление упругой деформации, которая эпизодически, через десятки, сотни или тысячи лет почти мгновенно трансформируется в подвижку по разлому при сильном землетрясении. Режим развития активной зоны, т.е. преобладание того или иного типа движений, зависит от эффективной прочности пород. Но, как бы ни различались формы леформации и полвижек в активных зонах. их совокупность приводит к глобальным перемещениям литосферных масс, скорости которых на заключительной сталий неотектонического этапа. вероятно, не претерпевали значительных изменений. В пользу этого свидетельствует тот факт, что установленные в течение последних 5—10 лет методами космической геодезии скорости относительных перемещений главных литосферных плит близки к средним скоростям их перемещений за последние 3-10 млн лет, рассчитанным в молели NUVEL-1 и других современных моделях глобальной тектоники.

Более долгопериодные вариаций скоростей тектонических процессов отражаются в эпизодах и фазах неотектонической активности. Эпизоды имеют характерную продолжительность десятки и сотни тысяч лет, а фазы — сотни тысяч и первые миллионы лет. Они охватывают общирные регионы, а большинство фаз и некоторые эпизоды обнаруживают те или иные проявления в удаленных друг от друга регионах и могут поэтому считаться

глобальными. Фазам и некоторым эпизодам присуще примерно одновременное возрастание интенсивности различных тектонических процессов. Но ояд эпизолов, выявленных в мионен-четвертичное время, отличает иная закономерность: активизация растяжения в рифтовых зонах синхронна ослаблению сжатия в поясах коллизии, а ослабление растяжения и перестройка в рифтовых зонах приходится на эпизоды резкого усиления сжатия коллизионных поясов. Эти эпизоны позволяют принять прелположения П.Н.Коопоткина и Е.Е.Милановского о периодической смене общего сжатия и растяжения крупных секторов Земли. Она накладывается на более продолжительные фазы общей тектонической активизации. возможно, отражающие автоколебательный характер глубинных геологических процессов.

Тектонические фазы были теми стадиями неотектонического этапа, в течение которых скачками становились все более заметными черты современного лика Земли. Как глобальное явление они зародились, но еще не проявились в полной мере в олигоцене. Лишь в течение позднего миоцена сформировались окончательно те структурные элементы и тектонические особенности, которые с небольшими изменениями развивались в плиоцене и антропогене и сохраняются как активные элементы современной структуры.

Фундаментальное значение для понимания глобальных и многих локальных закономерностей новейшего тектогенеза имеет доказательство современной тектонической расслоенности литосферы, обусловленной ее реологической расслоенностью. В простейшем случае тектоническая расслоенность заключается в различии деформации и смещений на разных уровнях литосферы при одинаковом динамическом воздействии на них, что может приводить к срыву и локальному скольжению одного слоя по другому. В более сложных случаях различаются также величина и иногда направление смещений, что приводит к скольжению одного слоя по доутому на значительное расстояние. Масштабное проявление расслоенности – отделение земной коры или ее верхней наиболее силицитизированной части от нижележащих слоев, в результате чего тяжелая нижняя часть литосферы погружается в мантию.

Реологические особенности обусловливают разделение континентальной литосферы на три главных слоя: верхняя часть коры, характеризую-

шаяся высокой вязкостью и поеобладанием хрупкой деформации; нижняя (и нередко средняя) часть коры, отличающаяся пониженной эффективной вязкостью, обилием проявлений пластической и квазипластической деформации: мантийная часть литосферы. более вязкая и прочная, чем нижняя часть коры. Присутствуюший местами мощный осадочный чехол надстраивает, а в отдельных случаях замещает верхнюю часть коры. Трехчленное расслоение литосферы обнаружено и в океанах, где насышенная серпентинитом нижняя часть коры. представляющая собой продукт приповерхностной лереработки мантийных пород, пластична и разделяет более прочные собственно коровую и мантийную части литосферы. Значение такого расслоения возрастает в подвижных поясах. где по отношению к верхнекоровому слою менее вязкая нижняя часть коры выполняет в значительной мере ту же функцию, что и астеносфера по отношению к литосфере в целом (Трифонов. 1987]. Иначе говоря, можно выделить своеобразную нижнекоровую «астеносферу», которая в отдельных случаях, например, под Камчаткой, объединена с поступающими из глубины порциями разогретой мантии в единый коромантийный слой повышенной водвижности. В подвижных поясах Евразии это расслоение приводит к обособлению верхнекорового слоя на обширных территориях, его автономным от нижней части литосферы перемещениям и деформации. В ряде коллизионных областей, в частности на Памире и Кавказе, выявлено еще более дробное разделение земной коры на прочные литопластины и пластичные астенослой, перемещающиеся и деформирующиеся дисгармонично друг относительно друга. Но даже там существуют «сквозные» структурные элементы, пронизывающие несколько дистармонично деформированных слоев. Можно полагать, что такое сочетание связано с механически разнородными процессами: перемещение литопластин отражает процесс непрерывного тектонического течения литосферы. а «сквозные» структуры нередко представлены зонами разломов, активизируемых при редких сильных землетрясениях.

Выявленные закономерности позволяют предложить концепцию новейшего тектогенеза, в основу которой положено понятие тектонических систем. Эти открытые системы образованы сово-

купностями природных процессов, взаимодействующих в определенных объемах среды (от глобального до сугубо локальных), и соответствуют системам структурных напряжений, возникаюших в этих объемах при нарушений равновесия по любому из параметров, характеризующих систему как термолинамическую. Глобальная тектоническая система соответствует модернизированному варианту теория тектоники литосферных плит. От классического варианта его отличает признание тектонической расслоенности литосферы и учет ее последствий, а также допущение возможности увеличения мощности литосферы и вовлечения ее нижней части в мантийный круговорот вещества не только в зонах сублукции и континентальной коллизии, но и в других областях континента. Решающим фактором, определяющим развитие глобальной неотектонической системы, представляется мантийная конвекция. Ее наиболее вероятный источник - гравитационная лифференциация мантийного вещества, которая осуществляется благодаря его химическим и физико-химическим преобразованиям. В последние годы появляется все больше данных сейсмической томографии, свидетельствующих о важной роли раздела между веруней и нижней мантией на глубине 670 км. Общий рисунок распределения скоростных неоднородностей в нижней и верхней мантии различен. Однако отдельные низкоскоростные объемы выше и ниже раздела совпадают и могут рассматриваться как сквозные «каналы» подъема глубинного вещества. Аналогичных образом прослежены в нижнюю мантию до глубин 1000-1300 км верхнемантийные пластины под некоторыми зонеми субдукции. Таким образом, несмотря на наличие раздела на глубине 670 км, возможен обмен вещества между нижней и верхней мантией к обогащение последней продуктами глубинной дифференциации.

Возможности использования закономерностей новейшего тектогенеза лля геолинамического истолкования структур геологического прошлого продуктивны, но при этом необходимо учитывать изменения соотношений межлу различными факторами тектогенеза в ходе эволюции Земли. Различаются факторы и процессы, не претерпевавшие существенных изменений и изменявшиеся направленно или циклически. Неотектонический этап приналлежит к геократическим эпохам, которые характеризуются повышенной контрастностью рельефа, выражающейся обилием регрессий на континентах и широким распространением гор. Эти особенности, окончательно сформировавшиеся в позднем миоцене, проявляются в областях с разной предшествовавшей геологической историей и лишь в отдельных регионах могут рассматриваться как результат естественного развития ранее возникших структур. Одновременность и глобальность проявления указанных особенностей заставляют усматривать в этом действие некоего общепланетарного фактора. Вероятно, таким фактором явилось понижение средней вязкости литосферы в результате уменьшения тепломассопереноса восхоляшими мантийными потоками. Уменьшение вполне могло быть отражением автоколебательного характера мантийной конвекции, присушего ей как способной к самоорганизации нелинейной открытой системе [Монин и др., 1987]. Противоположные геократическим эпохам, и в их числе неотектоническому этапу, талассократические эпохи характеризовались уведичением восходящего мантийного тепломассопереноса, что отразилось в большем количестве извергнутого магматического материала.

Summary

Introduction

Structure, kinematics and evolution of the lithosphere of Eurasia in the neotectonic (Oligocene-Quaternary) epoch are discussed. Four groups of neotectonic parameters of different regions are analysed by using different methods.

The first group is morphology, kinematics and spatial relations between neotectonic structures. They were studied by the methods of structural geology, but surface landforms (as well as stratified deposits) were used as structural markers. Particular attention were given to the Holocene and Late Pleistocene (active) tectonic movements.

The second group of the parameters is related to the recent state of substance and tectonic processes in deep horizons of the Earth's crust and the upper mantle as well as the relationships between deep-seated and surface neotectonic structures. Geophysical and especially seismological records, information on the recent volcanism and hydrogeochemistry, and experimental data concerning the state and transformation of rocks at high temperature and pressure were used for their investigations.

The third group deals with the development of structures and correlation of neotectonic events between different regions. They were studied by using both the traditional biostratigraphic and facial-lithological analyses and the specific neotectonic methods of correlation of recent deposits and landforms as well as the historical, archaeological, radiocarbon, thermoluminescent and tephrochronological datings.

The fourth group comprises the geodynamic parameters, such as quantitative characteristics of neotectonic deformations and offsets, stress distribution, and origin of neotectonic processes.

The book consists of four chapters. The first chap-

ter describes tectonotypes of different geodynamic situations of the neotectonic epoch in Eurasia. These are island arcs and active continental margins, regions of the continental collision, different rift systems, and the Alpine Europe, which exhibits combined manifestations of different neatectonic processes. The second chapter contains the comparison between the tectonotypes and similar structures of different regions and characterizes in general neotectonic processes peculiar to different geodynamic situations and different structure of the lithosphere. Chronological neotectonic trends from recent motion regimes to the interregional correlation of major neotectonic events are considered in the third chapter. The fourth chapter discusses some geodynamic aspects of the Eurasian neotectonics, such as the detachment tectonics and other manifestations of the tectonic layering of the lithosphere. A notion of a neotectonic system is introduced and a general concept of the neotectonics as a result of the interaction of processes in the global and local neotectonic systems is expounded.

Chapter 1. Tectonotypes of different geodynamic situations in neotectonics of Eurasia

1.1. The Kurile-Kamchatka island arc system is characterized by a nonuniform structure of its segments (Figure 1). The Kuriles show the transitional type crust, which is thinnest and least sialized in their central part. Deep-sea trench, external nonvolcanic arc, volcanic arc, and back-side basin continued into marginal sea can be recognized there. It was found out that there is a direct correlation between the potassium content and a level of the crust sialization and a reverse correlation between the latter and an intensity of the island elevation of the Quaternary time. The Kamchatka Peninsula (like the Hokkaido Island) has the crust of continental type. It can be divided into three longitudinal segments, i.e., South Kamchatka (up to the Avacha Bay), Central Kamchatka (up to the latitude of the Kamchatsky Peninsula), and North Kamchatka. Structurally, South Kamchatka is a continuation of the Kurile Islands.

Central Kamchatka is characterized by more complicated structure. In the area between the deep-sea trench and the Okhotsk Sea, the following longitudinal (northeast-trending) zones can be recognized (Figure 2): the Eastern peninsulas, the East Kamchatka volcanic belt overfull with the products of eruptions, the Eastern Ridges, the extended Central Kamchatka basin with volcanoes in the northeast, the Kozyrevsk-Bystrinka uplifts, the Median Ridge volcanic belt, and the West Kamchatka back-side basin. Thus, unlike South Kamchatka and the Kurile Islands, the external nonvolcanic zone falls into several uplifts-peninsulas separated with bays, and the volcanic zone is represented by three en echelon segments. Main structures (except for the East Kamchatka belt) are asymmetric; they are similar with hemigrabens and hemihorsts, where monoclines dip to the SE (Figure 3).

The horst-anticline zone of the Eastern Ridges and the Central Kamchatka basin continue into the North Kamchatka segment, where they show less contrasting vertical movements. The deep-sea trench, mantle seismic focal zone and most productive East Kamchatka volcanic belt do not continue into North Kamchatka. The inconsiderable extensions of the volcanic belts of the Central Kamchatka basin and the Median Ridge are represented by single volcanoes. These differences are due to the joining of Kamchatka and the Aleutian island arc just near the segment boundary. The nearest part of the Aleutian island arc (the Kamchatsky Peninsula and the Commandor Isleands) differs from its eastern part in the absence of the Quaternary volcanoes and the mantle seismic focal zone.

Although the structural pattern of Kamchatka has been formed since the Middle Pleistocene, it inherited main features of the Earlier Pleistocene, Phocene and partly Miocene patterns {Шанцер и др., 1966; Меннер и др., 1972; История ., 1974; Шанцер, Краевая, 1980].

The mentioned Kamchatka structures represent a typical structural paragenesis of island arc - active continental margin. Its main constituent is a mantle seismic focal zone dipping at $36-50^{\circ}$ under the continent and representing a subduction zone (Figures 4-6).

Focal mechanisms suggest its being transversely compressed. However, the seismic focal zone is continually recorded down to a depth of 150 km and below is represented only by fragments. The subducting oceanic plate is likely reworked there, and some fluids and easy melted components move upward, thus forming an abnormal mantle layer under the arc crust. The layer dips gently to the west up to 200-250 km under the Okhotsk Sea [Болдырев, 1987]. In addition to the main seismic focal zone, near the mantle-crust boundary there is another focal zone, along which a part of the oceanic plate mechanically moves. The west-trending motion near the mantle-crust boundary (in the abnormal mantle layer and the subhorizontal seismic focal zone) results in the crust extension and the formation of asymmetric graben-type and horst-type structures. The deep-seated transverse strike-slip zones are formed owing to the differences in motion rate. In the west, where the abnormal mantle layer is located at a greater depth, the motion causes the thinning (locally breaks) of the lithosphere and the formation or deepening of marginal sea. The inference that the oceanic plate is disintegrated into a subducting heavy part and a light (predominantly sedimentary-basaltic) part, which circulate only at the uppermost mantle depths, is supported now by geochemical data [Шараськин, Карпенко, 1987].

Another structural paragenesis was formed in the upper crust of Kamchatka not deeper than the inversion layer (Figure 7) [Koжурин, Востриков, 1988]. It is represented by the dextral slip at the rate of 10-15 mm/year along the eastern side of the Central Kamchatka basin, the associated northwest-trending sinistral faults in the Kronotsky and Kamchatsky peninsulas, and the north-trending surface folds. This typical continental paragenesis also characterizes other parts of eastern Asia (Japan, Sakhalin, and East China) but it is not recorded in the island arcs with the oceanic or suboceanic crust.

1.2. The Pamir-Himalayan region. Neotectonic zones of the region are bended to form an arc convex to the north (the Punjab-Pamir syntaxis). The zones are characterized by a distinct chronological trend of the most intensive deformations and offsets during the Late Cenozoic, regardless to the earlier geological structure and evolution (Figure 8).

In the Indus zone representing the neo-Tethys suture, the most intensive deformations took place in the Oligocene time. To the north, in the Karakorum and the southern and central Pamirs, the deformations

occurred in the Oligocene and Miocene, Their second phase is recorded in the southeastern and central Pamirs in the end of Miocene and Pliocene. The Karakul thrust separating the northern and external zones of the Pamir was active in the period from the late Miocene to Middle Pleistocene. The folding of the External zone began in the Miocene and caused the development in the Late Miocene - Pliocene the axial Peter-Trans-Alai Ridge, which was finally formed in the Earlier Pleistocene. The Valish thrust, the northern border of the ricge, is still developing now. The arc is bounded by the Chaman and Darvaz-Alai (Figure 9) sinistral fault zones in the west and by the Pamir-Karakorum dextral fault zone in the northeast. The displacements continue there up to the present (Figure 13), but the southern segments of the zones started to develop in the earlier time (Oligocene or Miocene) than the northern segments (the end of Miocene and even Pleistocene in the External zone of the Pamirs).

The Himalayan part of the region demonstrates a succession of the events, which is mirror-reverse to that of the territory to the north of the Indus zone. The Central Thrust zone was most active in Miocene, about 20 Ma ago [Gansser, 1964; Ratschbacher et al., 1993]. The most intensive displacements at the Main Boundary fault (active up to now) and the folding of the Sivalik Formation of the Sub-Himalayas took place in the Earlier and Middle Pleistocene. The Sivalik folds are thrusted over the undeformed part of the Himalayan foredeep on the youngest Frontal fault.

The chronological relationships described can be interpreted in the following way. The neotectonic structure of the region is a result of the compression and motion of rocks, which were caused by the convergence of Indian and Eurasian plates after the closure of the neo-Tethys. In front of the Indian plate, the upper crust was subjected to maximum deformation and displacement. As a result, it was detached and joined the plate, while the deformation front jumped to the north. In the Himalayas, the front of deformation migrated to the south. These processes led to the formation of a system of thrusted and detached sheets of the upper crust in the region and the thickness of the "piled" Earth's crust reached 60-70 km (Figure 12). Geophysical data (Figures 10, 11) supports the interences concerning the detachment and the differences in active structure both between the upper crust and the interval below the crust-mantle boundary and inside the upper crust. The occurrence of the mantle

seismic focal zone and the complicated variations of the mantle seismic waves recorded by seismic tomography [Nikolaev et al., 1985] indicate that the upper mantle was not less intensively deformed and piled than the Earth's crust. The piled rocks were squeezed on strike-slip faults to the east and west of the area of maximum compression.

The offsets on thrusts and the deformation in neotectonic zones taken together can result in the transverse shortening of the region to the north of the Indus zone up to 600 km (or 800 km together with the Tien Shan). The shortening in the Himalayas is estimated as either 265-350 km [Gansser, 1964] or 300-400 km [Warsi, Molnar, 1977], or 470 km [Coward et al., 1985, 1987]. These values are less than paleomagnetic estimations [Zhu Xiangyuan et al., 1977; Molnar, Chen, 1978; Klootwijk, 1979...; Bingham, Klootwijk, 1980; Achache et al., 1984; Баженов, Буртман, 1990], according to which the Indian plate rotated by 10-15° and its eastern margin was displaced for 2500-3000 km and the western margin for 2000 km to the north during the last 50 Ma. The difference between the geological and paleomagnetic estimations can be partly due to the longer interval studied by the paleomagnetic methods. At the beginning of this time interval (before the total collision), some back-side basins may be closed. But there is the difference between the estimations of the neotectonic shortening (1200-2400 km) obtained by geological and paleomagnetic techniques and those of the drift of the Indian plate (2000-2800 km) during the same time interval according to oceanological paleomagnetic data. It can be explained by a quicker motion of the oceanic lithosphere than the Indian continental crust (see Chapter 4).

1.3. China and Mongolia. Main neotectonic elements of the region are mobile belts and zones and slightly deformed blocks (microplates) between them. P.Molnar and P.Tapponnier [1981] showed that as a rule, the mobile belts had younger (Late Paleozoic and Mesozoic) continental crust than the blocks. The largest blocks are the Tibet, Qaidam, Tarim, Junggar, South China, North China, and Mongolia-Manjur ones. Major recent and usually active faults (Figure 14) and manifestations of the neotectonic deformation occur along the mobile zones. The Tibet is bordered by the Indus suture in the south and the Pamir-Karakorum dextral fault zone in the west. The Kunlun separates the Tibet from the Tarim and Qaidam blocks. The latter are separated by the NEE-trending

Altun Ridge and the sinistral fault zone. The eastern boundary of the Tibet is represented by the Sychuan-Yanshan rhombus-like block with predominantly sinistral (the Xiaojiang and other faults) borders. The Qaidam block is bounded in the NE by the Qilianshan-Nanshan mountain system cut by longitudinal oblique (sinistral-reverse) faults. The compressed Tien Shan with longitudinal thrusts and reverse faults separates the Tarim and Junggar blocks. The Mongolian Altai with longitudinal reverse-dextral faults separates the Junggar block from the North China and Mongolia-Maniur blocks. The latter blocks are separated by the Gobi-Altai sinistral fault zone, which is continued by the en echelon fault system up to the Yellow Sea. The northern boundary of the Junggar block is represented by en echelon left row of the anticlinal ridges of the Junggar Alatau and Rudny Altai. The west-trending segments of the step-like northern border of the Mongolian-Manjur block (the Amur microplate) are sinistral faults (Khangay, Tsetserleg, Baikal-Monda, Tunka) or sinistral deformation zones (between the northeastern Baikal area and the Uda Bay of the Okhotsk Sea); whereas its north-trending (Khubsugul) or NEtrending (Baikal) segments are rift-type grabens.

The 105°E-trending seismic zone that strikes from the Red River fault up to the Baikal Lake is of principal significance. To the west the mobile belts are compressed, while to the east they are predominantly extended and local compression is related to the block interaction. All mobile belts of the western China, Mongolian Altai and Gobi Altai are represented by ridges or systems of ridges. The largest intermountain basins are not synclines of the basement, but remnants of slightly deformed microplates. Changes in structure of the microplate basements are resulted from the isostatic compensation of loading, which was produced by sedimentary material transported from the ridges.

The studies of the active faults of China [Ding Guoyu, 1986; Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988] and Mongolia [Трифонов, Макаров, 1988] enabled the estimation of the Late Quaternary deformation and displacements in individual mobile zones and blocks, which were caused by the Indian plate drift (about 50 mm/year). It was found out, first, that the deformation and displacements in the mobile zones are noticeably greater than in blocks; and, second, that the deformation tends to decrease to the north and northeast. For example, a rate of the transverse shortening of the Himalayas is about 15 mm/year; the Tibet moves to the north at the rate of 34.6 mm/year (the southern part) and 21.6 mm/year (the northern part); the difference is due to the inner deformation. The strikeslip rates on the faults of the Mongolian Altai and the Khangay zone are not greater than 10 mm/year, and the Junggar and Mongolia-Manjur blocks move to the north and the east respectively at the rates, which do not exceed 3 mm/year.

Tibet is distinguished by the land surface uplift as high as 5 km and the thickened (up to 65-80 km) Earth's crust (Figure 15). Barazangi and Ni [1982] suggested that the crust thickening was resulted from the underthrusting of the Indian plate beneath its upper layer. But this suggestion is not supported by paleomagnetic data, which indicate that Tibet moves to the north being pressed by the Indian plate (the phenomenon of "bulldozing") and that the underthrusting is confined only to the southern margin of Tibet. It seems more reasonable that the crust thickening and the significant uplift were caused by the compression, which also led to the transverse shortening and the eastward and southeastward extension of Tihet. Intrusion of the abnormal mantle at the time of volcanic activity (13-2 Ma) cannot be considered as the main cause of the uplift, because the peak volcanism preceded the beginning of the intensive uplift (2.8-2.4 Ma). Some epochs of the uplift acceleration were revealed [Zhu Yunzhu et al., 1991; Li Jijun, 1991]. At present, the plateau is uplifted at the rate ranging from 1-8 mm/year in the northern part to 5-11 mm/year in the southern part; the average rate being 5.8 mm/year.

1.4. The Arabian-Caucasus region, like the Pamir-Himalayan one, shows a syntaxis produced by the northern drift of the angular Arabian plate, but it is distinguished by the presense of sea basins, less significant mountain elevation and intensive modern volcanism. The following tectonic zones can be recognized from the south to the north [Хаин, 1984; Баженов, Буртман, 1990; with additions] (Figure 16): (1) the African-Arabian plate divided by the Levant sinistral fault zone into the Arabian plate and the northern African plate (the Sinal block, the Levant and lonian basins of the Mediterranean); (2) the neotectonjc folded belt of the northern and northeastern flanks of the Arabian plate (the External Zagros and Marginal Folds of the southeastern Turkey and the northwestern Syria); (3) the neo-Tethys suture; (4) Taurus continued to the NW by the External Dinarides; (5) ophiolites and "cristallinicum" of the meso-Tethys; (6) the Pontian-Iranian megazone; (7) the Rioni-Shirvan megazone (including the Georgian block) as well as

the Black Sea and Southern Caspian basins as its continuations; (8) the Caucasus flysch megazone; (9) the Main Caucasus Ridge; (10) the Caucasus foredeeps.

After the Red Sea-Aden rift appeared in the Oligocene, the Arabian plate moved at a greater rate than the African one. The northwestern, northern and northeastern margins of the plate evolved as it migrated during the neotectonic epoch (Figures 17, 18). Until the end of Earlier Miocene, the plate moved to the NW; the NE-trending folds and thrusts intensively developed (Figure 19); the predominantly dextral motions took place along the Zagros, the eastern part of the proto-North Anatolian fault, the Odessa-Sinop fault and the Dobrogea; the Mizian plate was displaced to the NW relative to the East European platform, which affected the formation of the Carpathian arc. In the Middle Miocene the plate moved to the NE and the main thrust of Zagros intensively developed (Figure 20). The northward drift of the plate since the Late Miocene provided the recent structural pattern of the region, which was finally formed in the Pliocene (Figures 21-25).

The recent western boundary of the Arabian plate is represented by the Levant sinistral fault zone (slip rates are 5 to 7.5 mm/year [Zak, Freund, 1965; Трифонов и др., 1988, 1991]. It joins the eastern continuation of the Cyprus are (the Kilis-Latheqiyeh fault zone [Поникаров и др., 1968]) and passes into the East Anatolian fault zone representing a sinistral fault (5 to 7 mm/year) with insignificant reverse component. Divided into two branches (the western one is known as the Northeast Anatolian fault), the latter zone goes throughout the eastern Turkey up to Georgia and Armenia. The main eastern branch forms the northwestern part of the North Armenian active fault arc, whereas the Pambak-Sevan and Khanarassar dextral faults (4 to 5 mm/year) with small reverse component forms its northeastern part.

The northeastern flank of the Arabian plate is constituted by the Main Recent fault of Zagros (a dextral fault with slip rates of S-10 mm/year). Near the Urmia Lake, it is continued by the en echelon North Anatolian fault of about 9 mm/year slip rate. In addition to the mentioned strike-slip boundary, there are still developing folds and thrusts of the External Zagros and the Marginal Fold zone of Turkey.

Much as the East Anatolian zone continues to the NE outside the Arabian plate, the North Anatolian zone continues to the NW and west up to the Aegean Sea and bounds the Anatolian small plate in the north. The

intersection area of the North Anatolian and East Anatolian fault zones exhibits a characteristic pattern, where the older fault branches are offset relative to their continuations into the other sides of the intersecting faults, and new branches join the offset segments (Figure 26). In the Quaternary, a rate of the strike slip, as calculated for the major intersected valleys of the North Anatolian zone, reaches in average 18-20 mm/year in the eastern (between the towns of Varto and Amasya, Figure 25) and western (to the west of the town of Balu) parts of the zone. The rate falls to 13-15 mm/year in the central (between Amasya and Balu) part of the zone, probably, because the offset partly transforms into the deformation of bending [Barka, 1992; Trifonov et al., 1994.]. Under the pressure of the moving Anatolian plate, the Aegean region extends southward, as evidenced by the formation of grabens in the Aegean Sea and the Greek and Turkish coasts and by thrusting of the region on the Crete-Hellenic arc into the Ionian basin. The thrusting is accompanied by the counter subduction of the African plate. This kinematic model is supported by paleomagnetic data [Le Pichon, Angelier, 1979; Angelier et al., 1982] and the interpretation of the GPS measurements [Drewes, Geiss, 1990; Reilinger, Barka, 1997] (Figure 27).

En echelon North Tabriz dextral fault with the reverse component continues the North Anatolian fault in the east and represents the most active segment of the discontinuous fault zone parallel to the Main Recent fault of Zagros. The Talysh arc of active faults is situated to the north of the North Tabriz fault. The development of North Armenian and smaller Talysh arcs resulted in the thrusting of the Lesser Caucasus into northern tectonic zones, which, in their turn, were thrusted under the Main Caucasus Ridge. The compression caused the uplift of the Great Caucasus and the subsidence of the foredeep.

The northern drift of the Arabian plate and strike slip along the Zagros produced the NE-trending stress in Iran, which was pronounced in sinistral displacements on the east-trending faults (Ipak, Rutbar, Dashte-Bayaz, Doruneh) and in dextral displacements on the north-trending faults (Naiband, Ravar, Jabbar). During the collision, the Lut block rotating slightly counterclockwise moved separately to the north. In front of the block there appeared the Aladagh-Benalud folded arc, which compressed the Copet Dagh structures to the north. However, in this region, like in the Great Caucasus, the main structural elements show the NW orientation. Under the north-trending compression, en echelon row of NW-trending oblique (dextral and thrust) faults represented by segments of the Main Caucasus fault (Figure 21), the Apsheron threshold continued by the Isak-Cheleken zone in the western Turkmenia, and the Main Copet Dagh fault (Figure 24) was formed. In the Late Cenozoic, the Great Caucasus structure included rhombus-like blocks bounded by the NW-trending faults with dextral offsets and the west-trending thrusts and reverse faults [PaciperaeB, 1973]. At the same time, rocks of the Caucasus and Copet Dagh were squeezed toward the southern Caspian basin [Konn, 1991, 1997].

According to paleomagnetic data, the total transverse shortening of the Alpine-Asia megabelt in its Caucasus-Arabian cross-section, is estimated as 1800+450 km. Both a width of the closed neo-Tethys and effects of the continental collision were taken into account [Баженов, Буртман, 1990].

1.5. Alpine Europe is represented by the mountain systems of the Dinarides, Balkans, Carpathians, Alps, Pyrenees, Apennines, Sicily, Tell-Atlas, Er Rif, and Betic Cordilleras, the adjacent seas and intermountain basins (the Parnonian basin, the Tyrrhenian, Ligurian, and Alboran Seas), and other structures including rift-type ones (Figure 28). Two main structural zones determine the tectonic zonation of the region. They are the recent boundary between the mobile belt and the African plate and the meso-Tethys suture, which was mostly inherited by the neo-Tethys.

The recent boundary of the African plate follows along the Crete-Hellenic arc, around the Adriatic block (it was initially similar with the Arabian and Pamir-Punjab syntaxes, but was deformed by later processes), along the Calabria-Sicily arc and the southern slopes of the Tell-Atlas and Er Rif.

The meso-Tethys ophiolite zone is recorded in the Hellenides, Dinarides, South and East Carpathians, the northern Pannonian basin. In the Western Alps, it is represented by the Piemont zone nappes and the Periadriatic zone corresponds to the suture (Figure 31). Ophiolites are known also in the eastern Corsica, Ligurian nappes of the Apennines, Sicily, and the Inner zone of the Betic Cordilleras.

To the east of the Adriatic block, there is great distance between the ophiolite zone and the recent boundary of the African plate, but to the west they are contiguous and virtually represent a single zone. This is a consequence of the tectonic evolution: to the east of the Adria, the meso-Tethys was closed in the Middle Cretaceous time, but to the west of it, the (sub)oceanic environment persisted in the Ligurian basin and its continuation in the Er Rif till the Eocene, when the European sea basins of the Para-Tethys were closed or overthrusted. The Carpathian arc was formed in Eocene-Earlier Miocene due to partly the northwestern drift of the Mizian plate [Баженов, Буртман, 1990] (Figure 29), but mainly the squeezing of rocks out of compressed area by the drifting Adriatic block to the east [Беэр, 1980; Rouden et al., 1983; Ratschbacher et al., 1991].

Neotectonic elements of the collision belt have developed since the Oligocene. The uplift of the Alps was accompanied by the formation of the Alpine foredeep trough and the thrusting of the Southern Alps into the Adriatic molassic basin. The Neogene was a period of formation of the Carpathian mountains and the most intensive deformations and displacements in the Tell-Atlas, Er Rif, and Betic Cordilleras. The counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block by 30° in Earlier Miocene resulted in its thrusting under the Adriatic block (Figure 30). It initiated the east-trending motion and thrusting of the Ligurian nappes over the marginal Adria zones.

An important feature of the Alpine Europe neotectonics is a combination of the mountain systems with rifts and basins of several types. The first type includes grabens with less thick continental crust. They form a part of the Cenozoic Rhine-Libyan rift system [Милановский, 1987] and are represented by the Lower Rhine, Hessen, Upper Rhine, and Rhone en echelon grabens. Their development began at the end of Eccene and was peaked in the Oligocene. The system is continued southward by a "cluster" of the Mediterranean grabens ranging in directions from the SW (the Gulf of Lion graben and North Baleares basin) to the south and SE (the Campidano graben). The second type is characterized not only by grabens (often they are step-like), but also by isolated normal faults. These structures occur in the Tyrrhenian Sea, cross the Africa-Sicily threshold and the Tunisian Atlas (the Pantellerian rift system) and are terminated by grabens of Libya. The third type is represented by the triangle Ligurian basin, which began to develop in the Oligocene as a north-trending graben-sinistral zone (similar to the Levant fault zone) and acquired the recent configuration in the Earlier Miocene owing to the rotation of the Corsica-Sardinia block. The fourth type is represented by the Tyrrhenian and Pannonian basins, which demonstrate some principal features (the mantle seismic focal zone, the volcanic arc of the Eolie Islands) in common with the Aegean basin. The fifth type is represented by the South Baleares and Alboran basins, which combine features of rifts and Aegean type structures.

At the earlier neotectonic stage, the transverse collision shortening of the Alpine belt was combined with its WE-trending extension manifested by the intensive rifting in the Rhone, Upper Rhine and Hessen grabens. The Azores-Gibraltar fault zone started to develop in the Oligocene [Srivastava et al., 1990; Madeira, Ribeiro, 1990], and the right lateral slip of blocks on it resulted in some significant tectonic changes. The Betic Cordillera zones, which were primary a continuation of the Er Rif, were bended to occupy the recent position. The Corsica-Sardinia block turned around. The direction of the compression was changed for the NW-SE and that of the extension for the NE-SW. In this geodynamic situation, the folded-thrusted zones of the Western Alps and some time later the Yura, the Lower Rhine graben and the Pantellerian rift system were active, but along the north-trending grabens there occurred predominantly sinistral motion. The recent structural pattern was finally formed in the Late Miocene - Earlier Pliocene, although there were some local rearrangements later.

The total transverse shortening of the Alpine belt in Europe (including that caused by the closure of the Tethys and the later collision) is estimated as about 1000 km [Le Pichon, Angelier, 1979; Баженов, Буртман, 1990]. It is noticeably less than in the Arabian and particularly the Central Asian segments of the belt

The revealed folded and thrusted Cenozoic structures of the Alpine Europe are usually composed of the upper crust detached from the deeper layers of the lithosphere. The traverse shortening of these layers happened in other ways (Figures 29-31). The geodynamics of rifting generally corresponds to the formation of other collision structures in the upper crust. But because of relatively small thickness of the Earth's crust and a higher temperature (and corresponding plasticity) of the upper mantle, flows of the abnormal mantle penetrated into the zones of extension. The appearance of mantle diapirs led to further structural changes. Under the Aegean-type basins, this process could be accompanied by the transformation of the initially thick layers of the lower crust into denser modifications (eclogites, granulates). This caused the subsidence of the basins and the accumulation of clastic material there, which led to the further isostatic subsidence.

1.6. The Baikal and Iceland rift systems. The Baikal system is referred to intracontinental rifts. It comprises three NNE-trending basins in Mongolia, the east-trending Tunka basin, the Baikal zone consisting of the southern, central and northern basins, several basins to the east of Baikal (the Barguzin and Baunt basins are the largest ones), and en echelon row of basins to the NE of the Baikal zone (Figure 32). All the basins (except for the Tunka and Mongolia basins) strike to the NE-SW.

The basins are bounded by normal faults, which are most significant in the northwest. The Tunka, Southern and Central Baikal basins are considered to be the deepest ones (Figure 33). Most intensively the Tunka and the Southern Baikal basins subsided in the Miocene - Earlier Pliocene: the Central Baikal basin in the Late Pliocene, and the Northern Baikal basin in the Earlier - initial Middle Pleistocene [Николаев и др., 1985]. The differences in the orientation of the basins indicate the changes in the extension from the NNW-SSE to the WNW-ESE. This agrees with the migration of the areas of most intensive basaltic volcanism to the northeast [Pacckason, 1993]. During the Neogene the basins were gently sloping [Логачев, 1958: Флоренсов, 1968] and acquired the recent form of grabens in the Quaternary. Two main pulses of subsidence took place in the Earliest and Middle Pleistocene.

The basins are separated by relative uplifts and connected by WE-trending fault zones. In the south, the Baikal system adjoins the Khangay and associated Tsetserleg sinistral faults. The east-trending Baikal-Monda sinistral fault with variable vertical component is located to the north of the Mongolian basins. A fault in the northern Tunka basin is also an oblique (sinistral-normal) fault. En echelon location of the basins to the NE of the Lake Baikal, small sinistral components of offsets in their margins, and a predominance of sinistral components over normal ones in the large east-trending Muya-Chara fault zone [Солоненко, 1977] evidence for the left lateral motion in the northeastern termination of the system. The WE-trending strike-slip and oblique faults function as transform zones [Molnar, Tapponnier, 1975; Трифонов, 1976; Шерман, Леви, 1978]. So, the extension of the Baikal system corresponds to the general stress orientation in the Central Asia.

The least thickness of the Earth's crust is recorded under the southern and central Baikal basins (up to 34-37 km contrary to 42-47 km under the adjacent ridges). The astenosphere uplift, whose roof is at the depth less than 50 km beneath the entire rift system, was revealed there [Zorin et al., 1990] (Figure 34). The Baikal zone is located in the northwestern margin of the uplift contiguous with the Siberian platform. In this area the lithosphere section completely changes. The existence of the uplift may be a cause of rifting in the area of en echelon junction of the strike-slip zones.

The extension is estimated to increase in the southeast direction from 0.9 km in the Chara basin up to 19.3 km in the Southern Baikal one [Zorin, Cordell, 1991]. However, Artyushkov et al. [1991] indicated that the geologically recorded extension of 5-10 km was not enough to cause the revealed subsidence of the rift zone. They proposed that the subsidence was a result of both the extension and the eclogitization of the lower crust.

The recent rift and transform zones of Iceland represent a segment of the Mid-Atlantic rift system. At present, the volcanic and tectonic activities are mainly concentrated in the Mid-Iceland neovolcanic (rift) zone bifurcated in the south of the island (Figure 35). The northern part and the eastern branch of the southern part of the zone are located several tens kilometers to the east of the Miocene-Earlier Pliocene rift, which continues the oceanic segments of the Mid-Atlantic rift system (Figure 37). The recent rift zone is linked with these segments by the Tjornes and Reykjanes transform zones: in the north and south of the country respectively. In the central part of the island, the Snaefellsnes transform zone unites the western branch and the northern segment of the neovolcanic zone.

Along the neovolcanic zone, there are some normal and normal-extension faults of the Late Pleistocene - Holocene time. They form clusters, where the majority of volcanoes is located and therefore the thickness of volcanic products is significant. 90% of the latter are of basaltic composition. Large central volcanoes, shield volcanoes, and fracture zones of eruption are distinguished. The Holocene units are mostly the products of subaenal eruptions, whereas the Late Pleistocene units were accumulated in the glacial environment and are represented by the peculiar Moberg Formation. The same two types of volcanites confined to the rupture clusters were accumulated in the preceding interglacial and glacial epochs of the Quaternary respectively. The average rate of transverse extension is about 10 mm/year.

The origin and development of the transform zones of Iceland were promoted by the jumping of the rift zones (Figure 37). In the mid-Pliocene, the older rift died and the recent neovolcanic zone was formed in northern Iceland. The zone was linked with the adjacent rift segments by the Tjornes and Snaefellsnes zones. In the Earlier Pleistocene the eastern branch of the neovolcanic zone was formed in the southern Iceland. Since the Middle Pleistocene a volume of volcanic material erupted in the eastern branch exceeded that in the western branch (Figure 38). This gave rise to the formation of the Reykjanes zone and the degradation of the Snaefellsnes zone.

The transform zones are mainly constituted by en echelon normal and extension faults of the "rift" direction (Figure 36). The faults form right and left lateral rows in the Tjornes and Reykjanes zones respectively. The rows represent the earlier stage of evolution of the transform zones. In the youngest Reykjanes zone, there are single small faults of the "transform" direction. However, they become significant constituents of the Tjornes zone and dominate in the Snaefellsnes zone. So, the formation of small longitudinal faults marks the second evolutionary stage of the transform zone. At the same time, the strike slips of the Tjornes zone can be observed to be concentrated in few major faults (the Husavik dextral-normal faults), which can develop into a single transform fault.

Chapter 2. Comparative analysis of neotectonics in Eurasia

2.1. Principles of the comparative analysis. It involves three independent groups of parameters: geodynamic situation, physical properties of rocks, and evolutionary stage of structures.

2.2. Rifts. The Baikal rift zone is a bended hemigraben located in the margin of the abnormal mantle uplift and characterized by the reduced (up to 5–7 km) thickness of the Earth's crust, moderate extension (5-15 km), and the absence of volcanism, which is concentrated to the SW and east of it. E.E. Milanovsky [ManaHobckhä, 1976] identified the Baikal graben as the chink rift to distinguish it from the dome-volcanic type rift. Rifts of the both types occur in the East Africarift belt (Figure 39). Its western branch (Nyasa-Tanganyika) is formed by the chink rifts and the eastern branch (Kenya-Ethiopia) is constituted by the domevolcanic rifts and adjoins the Red Sea-Aden intercontinental rift zone in the north (Figure 40).

Rifts of the western branch are similar in the characteristic features to the Baikal zone, whereas those of the eastern branch are distinguished by abundant volcanism, inconsiderable thickness of the conlinental crust and lithosphere, and significant extension ranging from 15 km in the Kenyan rift to 100 km in the Red Sea-Aden zone. In the Aden and Red Sea rifts, the partly destroyed continental crust was replaced by a new oceanic crust, where the spreading takes place. In the Ethiopian and Kenyan rifts, the volcanic activity preceded the graben formation. The Kenyan, Ethiopian, Red Sea and Aden rift zones demonstrate the successive structural evolution from the generation of hemigraben in the continental crust via the complicating of graben structure and the crust thinning to the destruction of the latter and the formation of oceanic type rift. The most mature Aden rift is of older age (about 40 Ma) than the others, while the youngest Kenyan rift (5 Ma) is still at the earliest stage of evolution.

A further structural evolution of the mid-oceanic rift can be demonstrated by the comparative analysis of the central segment of the Mid-Atlantic Ridge (Figure 41) and the rift system of Iceland. Both the regions are similar in fault morphology, character of volcanism, step-like structure of rift zones, which develop through the formation of new ruptures serving as magma channels. The Atlantic site demonstrates the jumping of rift zones and evolutionary stages of the transform zone, which are similar to those described in Iceland However, the recent rift zone of Iceland is wider and has lower marginal scarps, than that of the Atlantic. Several parallel and coeval volcanic zones were also recognized in some Atlantic rifts, but one of them is dominant. These differences can be probably accounted for smaller thickness of the Atlantic crust and, correspondingly, smaller depth of abnormal mantle and volcanic sources, which are responsible for sharper changes in the rheology of the upper mantle at the rift zone boundaries. In some segments of the Atlantic, two parallel rifts can be developed owing to the presence of fragments of the former passive continental margin within the oceanic lithosphere.

Whereas it has been proved that the continental rifts of volcanic-type evolved into the mid-oceanic ones, a further evolution of the chink-type rifts is still unclear. The study of the North Baleares basin, which seems to appear as a result of evolution of the chink rift, may be helpful. The rifts of the Rhine-Phone belt may appear as the chink-type ones, but they acquired some features of the dome-volcanic type owing to the relatively thin crust and the heated mantle part of the lithosphere.

The differentiation between "active" and "passive" rifling mechanisms seems to be artificial and stems from the difference in understanding the cause-affect relations in a single system of (probably convective) motion of the mantle material. An individual rift may be formed due to a certain link of the system, which can be locally "active" or "passive". This can provide a new approach to the Tethys evolution. In the Paleozoic and probably the Late Proterozoic times, there appeared some spreading zones, which prevented convergence of the Gondwana blocks with the Eurasian plates. The collision epochs were marked by the jumping, i.e., the formation of new spreading zones in the passive margins of the Tethys [Казьмин, 1989]. This zone can be exemplified by the recent Red Sea-Aden rift continuing into the Indian Ocean. A plume of the abnormal (hot?) mantle several hundred kilometers in depth was discovered under the rift [Anderson, Dziewonski, 1984]. The following interpretation seems to be reasonable. A position of the plume was stable for a long period of time. The Gondwana lithosphere slowly moved to the NE. When it reached the plume, the marginal part was detached by rifting and began to move northeastward at a greater rate owing to the lateral mantle flow produced by the plume.

2.3. Island arcs and active continental margins. Hypocentres of earthquakes are irregularly distributed along the mantle seismic focal zones. Under the Kurile-Kamchatka arc the hypocentres are concentrated at the depths of 30-50 km (maximum), 300-350 km, and 500-600 km (Figure 42). These concentrations form horizontal lenses of several hundred kilometers in length. The depths of about 80, 130-160, 200-300, and about 400 km are marked by considerably decreased quantity of hypocentres and higher absorption of seismic energy, Probably, at these levels the mantle is less solid and viscous, which provides both the subduction of the oceanic material and its gentle slip under the continent. Similar irregularity in the mantle earthquake distribution was recorded under the Japanese, Lesser Antilles and other island arcs.

An intensity of the modern uplift of the arc or active continental margin is determined by the primary structure of their lithosphere and a dip of the mantle seismic focal zone, which enable the accumulation and upward movement of light products of differentiation of the subducted oceanic lithosphere. The dip of the Kurile-Kamchatka seismic focal zone varies in the range from 36° to 50°. A smaller elevation of the arcs like the Solomon or Idzu-Mariana ones is related to a steeper dip of their focal zones. A very gentle dip of the upper part of the Sumatra-Java focal zone (Figure 43) entails a large width of the arc and the formation of back-side thrusts. Along with the gentle subduction zone, the thrusts provided the detachment of the arc crust. Segments of the Sumatra-Java and Kurile-Kamchatka types are recognized in the active continental margin of South America (Figure 44). The segment of the latter type is characterized there by more intensive calcalkali volcanism [Цветков и др., 1987].

The Pacific island arcs and active continental margins are distinguished by large longitudinal strike-slip faults, which are mostly dextral [Кожурин, Трифонов, 1982; Кожурин, 1988] (Figure 45). They are characteristic of the regions with the continental crust, such as New Zealand, Sumatra, Japan, eastern Sakhalin, eastern side of the Central Kamchatka basin, back side of the Aleutians at their junction with Alaska (the Donali fault), and, perhaps, the Atacama fault in Chile, Sinistral faults are known in Philippines and Taiwan. The strike-slip faults develop in the upper crust independently from the geodynamics of the lower layers of the lithosphere and the mantle focal zones. At the same time, they form a single system together with other faults of eastern Asia (East China, coasts of the Okhotsk Sea).

The arcs of the Crete-Hellenic and Sicily-Calabria type are characterized by relatively shallow mantle focal zone (its small depth can be attributed to a low rate of subduction). In addition, they are subjected to a lateral compression, which produces the extension of the back-side basin (that provokes the mantle diapirism) and the thrusting of the arc over the subducting plate. The analogous structures are the Lesser Antilles arc with the Caribbean basin (Figure 46) and, perhaps, those of the Scottia, Banda, and Sulawesi seas.

2.4. Belts of continental collision. Characteristic changes in recent deformations can be observed to the north and NE of the Indian-Eurasian plate boundary. The regions adjacent to the plate boundary (the Himalayas, the Karakorum, the Pamirs) show a general "piling" of rocks, which develops in different ways at different depths. Folded-thrusted structures are formed in the sedimentary cover and the upper crust. Plastic and quasi-plastic piling takes place in the lower crust. The crust is detached relative to the mantle part of the lithosphere, where great masses of relatively cold dense restites are piled and partly sinked into the mantle. This results in the formation of the mantle seismic focal zone.

The collision compression passes on to the adjacent regions of Central Asia and manifests itself partly by squeezing rocks out of the area of maximum collision into the both sides along strike-slip faults and partly by the deformations and displacements concentrated in mobile zones. Close to the regions of maximum collision (Tien Shan, Kunlun, Tibet), crustal deformations of the mobile zones are similar with those of the region of maximum collision. Being less concentrated, mantle deformation does not result in the seismic focal zones. In the regions (Ordos, the northern Mongolia and southern Siberia) remote from the maximum collision, the compression becomes less intensive and is manifested in the Earth's crust mainly by block motions on faults with predominantly strike-slip component. The rift-type grabens (the Barkal system, Shansi) associate with strike-slip zones in the distant parts of the collisioninfluenced territory. In case of insignificant distance between the mobile zones, the slightly deformed blocks separating them turn into intermountain basins and their crust is changed under the isostatic effects of sedimentation.

Comparative studies of the collision structures in Central Asia, Western Asia, and Alpine Europe revealed some common components, such as three syntaxes around the angular wedges of the Gondwana plates: the Pamir-Pundiab, Arabian-Lesser Caucasus, and Adriatic ones. The primary shape of the latter was distorted by the rotation of the Corsica-Sardinia block. Strike slips took place along the wedge flanks and rocks were squeezed out of the area of maximum collision in front of the wedges also on systems of strike-slip faults. The syntaxes are asymmetric. In their western flanks, the compression was weakly pronounced and the strike slips were associated with the extension of some areas (Ligurian basin; Dead Sea and El Gaab in the Levant zone, the Kokcha trough in the SE of the Afghanian-Tadjik basin). In the northeastern flanks, the strike slip was associated with thrusting and folding (Dinarides, Zagros, framing structures of Tibet and Oaidam). Owing to the bulldozing effect, the compression was pronounced far away from the areas of maximum collision (Carpathians, Central Iran, and Central Asia).

From the east to the west, the collision transverse shortening becomes less intensive and, correspondingly a width of the modern orogenic belt, an average elevation of mountains, and a thickness of the Earth's crust are also reduced. The mountain elevation and crustal thickness depend partly on the thickness of the lithosphere that is involved into the process of the collision piling. In Central Asia, this process involved both the Earth's crust and the mantle of the lithosphere. In the Arabian-Caucasus region, the movements and deformation of the crust were independent from those of the mantle. In the Alpine Europe, the neotectonic deformations and displacements embraced the detached upper crust. Judging from the fact that the primary Earth's crust was thinner in the Europe than in Central Asia [Белоусов, Павленкова, 1989], the tectonic zones of Europe involved into the Cenozoic orogenesis may be also exceeded in thickness by those of the Central Asia. This peculiarity and the hotter mantle part of the lithosphere are responsible for the inconsiderable mountain elevation and the Late Cenozoic volcanism in the Arabian-Caucasus region, as well as the mantle diapirism in the Alpine Europe. The latter promoted the formation of grabens and isometric basins.

2.5. Large strike-slip fault zones usually border plates (the Levant, Chaman, Darvaz-Alai, Pamir-Karakorum, Bartlet, and Bocono-El Pinar faults) and major microplates (the North Anatolian, Altun, and Khangay faults) and less frequently cut tectonic zones of the orogenic belt (the Talas-Fergana fault). The average rate of motion depends on a general intensity of neotectonic processes in the region rather than on a significance of the boundary which the fault strikes along. For example, it is estimated as 5–7.5 mm/year for the interplate Levant fault, 9 mm/year for the intermicroplate Khangay fault, and 5–15 mm/year for the Talas-Fergana fault.

The motion on the majority of large active faults of Asia (Figure 47) is characterized by a strike-slip component, which exceeds or is equal to a vertical one. This can be explained by the higher efficiency of a strike slip as a form of displacement on the continental faults. Figure 48 shows that for the earthquakes of the same magnitude (M), the length (L) and tectonic "efficiency" (L R_m) (where R_m is a maximal seismic offset) of seismic ruptures with strike-slip motion are greater than those of ruptures with normal and especially thrust motion. If we replace R_m by R_a (an average seismic offset), these differences will be greater, because the earthquakes with M>7, which is characterized by predominantly the strike-slip motion, show the higher ratio R_{1}/R_{1} than the weaker ones (Figure 49).

Strike-slip faults of transition, rotation and

squeezing can be distinguished in recent collision regions. The faults of transition are characterized by a displacement of sides relative to each other with a long radius of block rotation. Structurally the latter is manifested only in the sharp bending of the strike slip zone Figures 50 and 51 present the paleomagnetic evidence of the clockwise rotation of rocks by 35-40° in the eastern side of the jointed Levant and East Anatolian sinistral faults; the angle of the rotation corresponding exactly to the difference in fault trends. The faults of rotation (Figure 52) are characteristic of the frontal parts of moving plates. The compression and shortening are pronounced here not as thrusting, but as block rotation producing an effect of strike slip. The faults of squeezing are formed owing to the difference in rates of lateral squeezing of rocks out of the frontal area of maximum collision into the area of smaller compression. The strike-slip faults of rotation and squeezing were recorded during the Spitak. 1988, earthquake in the northern Armenia (Figure 52). The rotation may be a cause of longitudinal strike slip around the Pacific.

2.6. Lines of comparison of neotectonic structures. The analysis of Quaternary faults in the East European platform (Figure 53) permits the following conclusjons. (1) The faults are mostly reverse, oblique (strikeslip and reverse), and strike-slip ones. It indicates that the territory is under compression now. (2) Distribution of the faults is greatly determined by the preceding fault zones and boundaries of irregularities, (3) Average rates of the Quaternary fault motion are estimated usually as small portions of millimeter per year, and no geological displacements were recorded in some faults showing geochemical or geophysical evidence of recent activity. However, repeated geodetic observations revealed considerably greater rates in some places Probably, in times some faults are characterized by significant variations in rates along with a minor trend component of motion. (4) Some trends in the fault distribution and, to some extent, characteristic motions are outlined. So, reverse faults occur along the adjacent mountains of the Caucasus, Carpathians and Urals, whereas fault ares bound the Fennoscandian shield and the Caspian depression. This suggests a combination of inner and outer sources of the young faulting.

The combination of sources is displayed in Fennoscandia. Both the bounding fault arcs and two inner systems of the northeast-trending active faults were discovered here (Figures 54, 55). The most intensive

motion on the systems took place in the early Holocene. The time of the motion and the fault location evidence for the direct relationship between the faults and the postglacial isostatic rebound of the shield. However, the uplift of the shield occurred in the preglacial epochs as well and the largest faults, parallel to the adjacent segments of the mid-oceanic rift system, can be identified as the reverse faults formed under a transverse compression. The same direction of the compression is also indicated by focal mechanisms of earthquakes and the stress in rocks in situ. It allows us to consider the compression and the fault motion to be the results of mechanical resistance of the thick continental lithosphere of the East European platform margin to the spreading in the adjacent ocean.

The comparison of neotectonics in Eurasia and adjacent oceans revealed six kinematic types of neotectonic structures. They are the structures of extension, conversion, strike slip, reflection, and increasing and decreasing density of rocks. The first type includes the structures characterized by the concentrated axial extension (rift zones), dispersed axial extension (some marginal seas and partly basins of the Pannonian and Aegean types), or centrifugal extension (basins of the South Baleares and Aegean types at the stage of the mantle diapir development). The evolution of the con-(inental volcanic rift via the intercontinental one to the mid-oceanic rift system was established. A break of the continental crust and a sharp increase in the extension rate are confined to the transformation of the continental rift into the intercontinental one.

The following four main kinds of convergence can be distintinguished.

(1) Subduction of plates having the oceanic or suboceanic crust. It is usually accompanied by the gentle thrusting of light crustal rocks under the continental margin; products of melting of the subducting plate being involved into the motion too. A counter thrusting of the Eurasian plate, which occurs at a great rate, is characteristic for the Crete-Hellenic type of Island arc. Possibly, this process takes place in the Circum-Pacific arcs, but its rate is sharply exceeded by that of the subduction.

(2) Piling of disintegrated margins of the interacting plates and microplates during the collision of Eurasia and the Gondwana fragments and subsequent autonomous deformation and displacements of their crustal and mantle layers. The detached mantle part of the lithosphere subsides. (3) Disintegration of at least one of the colliding plates into the crustal and mantle sheets, followed by either the gentle thrusting of one plate under the crust (or its upper part) of another plate or the thrusting of the crust of one plate over another plate, as it took place in Himalayas-Tibet, Pamirs, and Zagros. The magnitude of the thrusting does not exceed 200-300 km.

(4) Bulldozing, which is a successive involving of northern regions of Eurasia into deformation and orogenesis under the pressure of the drifting Gondwana plates. Deformation and displacements are concentrated in the mobile zones bounding slightly deformed microplates and crustal blocks.

Processes of the type (2) are characteristic of the areas of maximal collision in the Alpine-Asian mountain megabelt. In both sides of the axial zone of maximal collision, these processes are replaced by the thrusting of the type (3) or occur in the mobile zones of the territory under bulldozing. In the mobile zones away from the area of maximal collision, the processes of the type (2) are gradually changed into the block motion without folding.

Deep-sea troughs and foredeeps seem to have the same origin as thrusts at the mountain sides: all of them can be originated due to the bending strength of the underthrusting plate [Molnar, Chen, 1978]. The Gorrindge Ridge in the Azores-Gibraltar active fault zone of the Atlantic can serve as an examples of the convergence structures in ocean (Figure 56). According to L.I.Lobkovsky [Тектоническая расслоенность..., 1990], the gentle folds in the central Indian Ocean and the Bay of Bengal represent the first stage of development of the Gorrindge type structure.

Apart from various strike-slip forms of the plate convergence, the strike-slip structural type is represented only by transform fault zones. They usually have a reverse component of motion in continents and a normal component in oceans. The continental transform zones are often associated with the oblique-oriented structures of compression and extension. The oceanic transform zones are usually perpendicular to rifts. At the first stage of evolution both in oceans and continents the transform zones are represented by en echelon ruptures.

Structures of reflection are formed in the upper crust above the continuously developing deep-seated tectonic formations and can be either isometric or linear. They are represented by domes, basins, manifestations of volcanotectonics and fluid activity. Deep-seated diapirs at the stages of uplift and subsequent cooling are differently reflected in the upper crust [Чекунов, 1991].

In contrast to the above-described kinematic types caused by the external tectonic influence, tectonic effects of the increase and decrease in rock density have inner sources. The density increase is mainly caused by the formation of granulites and eclogites and the decrease is caused by the thermal or mechanic (dilatancy under stress) processes or it is related to mineral changes, such as the transformation of olivine-containing ultrabasite into serpentinite. A great significance of the transformation can be judged from the fact that in the Lesser Caucasus and Eastern Anatolia the majority of the strong earthquake epicentres are confined to the serpentinite-containing ophiolite zones or the overlying intermountain basins [Иванова, Трифонов, 1993] (Figure 57).

Chapter 3. Development of neotectonic processes in Eurasia

3.1. Regimes of recent tectonic movements. Average rates of tectonic motion are used to interpret the structural history. However, in order to understand mechanics of destruction and deformation of rocks as well as formation of some specific units like dike swarms or flysh, it is necessary to know a development of the tectonic processes in time. The repeated geodetic measurements showed that a rate of motion during short periods of observation can much exceed an average rate, but the rate changes are of reciprocal character. The trend rate component may be negligible, which is especially characteristic of the platform regions.

Geological and geomorphological studies of the Holocene and Late Pleistocene development of the active zones revealed impulse, impulse-creep and creep regimes of motion. The impulse regime is characterized by the alternation of rare pulse displacements during the catastrophic earthquakes (M≥7.5) and long quiet periods. The impulse-creep regime is prevalent in active zones. The total displacement is mainly contributed to by the pulses during strong earthquakes, but also by weaker earthquakes and creep during the periods between strong earthquakes. At the creep regime the main contribution to the total displacement is made by creep. The creep is complemented by numerous weak earthquakes and less frequent moderate earthquakes. The variable creep rate can increase before and after the moderate earthquakes. The regime of motion is determined by the hardness of rocks in active zone. The impulse regime is characteristic of hard graniticmetamorphic rocks, but the creep regime is typical of incompetent and soft sedimentary formations as well as of considerably destructed (fractured) zones.

Active faults of two kinds, which show either uniform or differential development of parts, are recognized. The Khangay fault of northern Mongolia (Figures 14, 47) is characterized by the uniform development. More than 80% of the fault length was ruptured during the 1905 earthquake with M_{z} =8.3 and the sinistral slip up to 5.5 m (Figure 49). Signs of previous similar earthquakes were distinguished in the fault zone (Figure 58). According to the dating of the signs in small pull apart basins (Figure 59), the earthquakes occurred at the interval of about 600 years. The same regime is characteristic of the Dolinoozersky left lateral fault in the Gobi Altai (Figures 14, 47, 49, 60).

The North Anatolian right lateral fault zone exhibits more complicated pattern of the uniform development (Figures 47, 61). It was developed in the combined impulse and impulse-creep regimes. Eleven earthquakes with $M \ge 6$ (or 16 together with those in the fault continuation near the Van Lake) happened here in the period of 1912-1992 [Ambraseys, 1988, 1989; Trifonov et al., 1993]. All together they represent a continuous impulse, which embraced about 80% of the fault zone length and produced an offset up to 8 m. During the previous three centuries, only 5 similar earthquakes (11 together with those in the fault continuation near the Van Lake) were recorded in the zone and they predominantly involved segments that show a relatively weak seismicity in the XX century. All these earthquakes form a seismic cycle, which repeatedly occurred during the last 2000 years.

Three groups of differentially developing active zones can be distinguished. Segments of the first group develop in the impulse-creep regime, but differ in the time of the main pulse (earthquake). This group includes many island arcs and active continental margins of the Pacific; the recurrence interval of the pulses is 100 to 200 years. Segments of the second group are characterized by different motion regimes. The San Andreas fault can serve as an example. The third group comprises the fault zones, in which some segments are intensively developing now and the others were active in early Holocene or late Pleistocene. For example, the central segment of the Kobdo right lateral fault zone in the Mongolian Altai (Figures 14, 47, 62) was involved into a seismic rupture with the offset up to 5 m at the beginning of the XVI century. The previous seismic pulse took place 700-750 years before it. The northern segment of the zone was almost inactive in the last few thousand years and was characterized by more significant offsets during the seismic pulses in the Earlier Holocene, than the central segment during the Late Holocene.

More complicated relationships were revealed in the Talas-Fergana right lateral fault zone (Figures 47, 63– 65). In the northwestern direction the average rate of dextral motion first increases from 5 mm/year in segment I up to 14–16 mm/year in segment VI and then sharply decreases. The trend is determined by the relationships between the Talas-Fergana fault and other active structures of the region. In addition, it was found out that displacements in segments I and II (more significant in segment II) were predominantly caused by seismic pulses, whereas segments III and IV were characterized by the creep. A role of the pulse motion increases in segments V and VI.

The landscape-dependent manifestations of strong earthquakes can be represented by the deepening of near-fault basins filled then with lacustrine deposits; removal of layers covered by undisturbed deposits in the basins of more or less continuous sedimentation; appearance of colluvium wedges in the fault section or paleosoils in one of the fault side; seismic landslides; and dislocation of archaeological objects (Figure 59). These manifestations enable the dating of seismic pulses.

3.2. Correlation of neotectonic events. Main features of the neotectonic epoch (the maximum sea regression in the Mesozoic-Cenozoic time interval, an abundance of mountains, and a high topographic contrast) were formed asynchronously in different regions. But there are the regions, where the neotectonic events are coupled in time. The book describes the following regions: the Indian-Eurasian collision region; the Arabian-Eurasian collision region and the North-East African rifts; the Alpine Europe; Iceland; the Kurile-Kamchatka region and the western North America (Figures 66-69). Correlation of the neotectonic events between the regions suggests an interregional or, perhaps, global synchronism of the main phases and particular episodes of the neotectonic activity.

The Late Eccene-Earlier Oligocene time (the Pyrenees phase) is marked by the folding and thrusting in the Indus zone, Iran, Lesser Caucasus, Mediterranean, and the Caribbean region. At that time the Carpathian arc, Red Sea-Aden and Rhine-Ligurian rift systems were originated; the recent topography of some axial zones of the Alpine-Asian mountain megabelt began to form.

The OF gocene-Miocene boundary time Interval was characterized by the intensive folding, thrusting, granitization, and metamorphism in the Himalayas, the southern and central Pamirs, the Pontian-Caspian region, the Carpathians, the Alps, and the western Mediterranean region; the formation of the recent topography of Anatolia and Iran; the origination of the Azores-Gibraltar and San Andreas fault zones; and the neotectonic development of the Province of Basins and Ranges.

In the Earlier-Middle Miocene boundary time, the tectonic motion intensified in the Himalayas, Pamirs, Zagros, and the Flysh zone of Tell-Atlas and Er Rif; the Corsica-Sardinia block rotated and the Ligurian allochtons started to move to the NE; the Afar and Ethiopian rift zones and, correspondingly, the triple junction of the North-East African rifts were formed; the right lateral motion commenced on the San Andreas fault and main recent structural features of the western North America were originated.

The neotectonic phases mentioned gave rise to the main structural features of the recent mobile belts, but they did not essentially differ from the Earlier Paleogene-Cretaceous phases of the alpine diastrophism.

The Late Miocene-Earlier Pliocene phase (12-3.5 Ma) consisting of several episodes was of principal importance for the formation of the recent structure. Intensive lateral movements embraced the peripheral zones of the Alpine-Asian megabelt, Kamchatka, Sakhalin and Japan; the growth of axial parts of mountain ridges, the uplift of Tibet, and the intensive strike slip between the Central Asian blocks and microplates were initiated; the Baikal, Shansi and Pantellerian-Libyan rift systems and the Tyrrhenian, Aegean and Pannonian basins were formed; other Mediterranean basins and oceanic trenches were deepened; the extension of the North-East African rifts and the slip on the San Andreas fault were accelerated. In Iceland, the rifting peaked at the beginning of Late Miocene. The subsequent neotectectonic events resulted in the recent structural pattern of the mobile zones, intensive uplift of mountains, and increased land topographic contrast in the global scale. The episodes of tectonic activation in the Pliocene-Pleistocene boundary and terminal Middle Pleistocene time intervals are correlated within large territories.
The main neotectonic phases were characterized by synchronous activation of compression in the folded belts, extension in the rift zones, and motion on the strike-slip fault systems. But some shorter episodes demonstrate the contrary trend: more intensive compression in the folded belts was synchronous to the decrease in the extension and the structural rearrangement of the rift zones, while the intensification of rifting corresponds to the weaken compression in the folded belts. This looks as if simultaneous general compression and extension of large territories occur periodically. The episodes of general compression took place at the beginning of Late Miocene and about 4.5 and 1.8-1.6 Ma ago. These relatively short-time oscillations are indistinct against the background of the main phases of the general tectonic activization.

An analysis of the tectonic history of the Tethys since the end of the Paleozoic allowed us to distinguish some epochs of its expansion and contraction, i.e., the periods characterized by the predominance of processes of spreading or convergence of the substance. The contraction was recorded in the Permian, Middle and Late Cretaceous, and Oligocene-Quaternary times. But just in the same epochs, the intensive rifting cut the Gondwana in the "atlantic" (perpendicular or oblique to the Tethys) directions. Probably, since the beginning of the Gondwana destruction, there were alternating epochs of its extension along and perpendicularly to the Tethys.

Chapter 4. Geodynamic aspects of neotectonics in Eurasia

4.1. Neotectonic layering of the lithosphere. The term "tectonic layering" designates not only the "detachment tectonics", but also manifestations and processes of structural and geodynamic disharmony between the lithosphere layers [Пейве, 1967, 1977]. The neotectonic layering is inaccessible for direct observations and is established on the basis of indirect evidence, such as difference in neotectonic structural patterns of different layers of the lithosphere; distribution of earthquake hypocentres (horizontal zones; different zones in the different layers); characteristics of geophysical anomalies and sometimes young volcanism and recent deep fluid activity [Makarov et al., 1974; Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. These features show that the recent lithosphere represents a complicated ensemble of variously deformed lithosheets separated by horizontal, inclined and (less frequently) vertical astenolayers and astenolenses, where contrasting tectonic motion and deformation occur.

The convincing evidence of the neotectonic layering of the crustal and mantle parts of the lithosphere is demonstrated by the Pamir-Himalayan region (Figures 10–12, 75), Tien Shan (Figure 72), the eastern Caucasus (Figure 71), Zagros (Figure 20), Carpathians (Figure 29), island arcs of the western Pacific [Кожурин, Трифонов, 1982], and the western North America (Figures 73, 74), as well as the mid-oceanic ridges (Figure 70) and some other oceanic structures (Figure 56).

An important prerequisite for the tectonic layering is the rheologic heterogeneity of the lithosphere, particularly crustal waveguides. A mechanical source of some waveguides is indicated by the changes in seismic wave characteristics under the influence of strong earthquakes in some regions [Kpachonehueba, Шукин, 1978]. It was found out [Николаевский, 1982; Шаров, Гречишников, 1982; Шерман, 1977] that different layers of the thick Earth's crust responded to the lateral stress in different ways. The upper crust is dominated by inclined faults, which become gentler in depth and are replaced by the volumetric destruction of a substance (corresponding to the waveguide). At a greater depth, mylonization, blastasy and pseudoplastic deformation cause a decrease in hardness and increase in mobility of rocks. The hardness increases again in the mantle part of the lithosphere. Thus, according to the mechanic behavior, the continental lithosphere can be divided into the upper crust subjected mainly to brittle deformation, the lower crust, which is more mobile and less resistant to plastic and pseudoplastic deformation, and the hard mantle part. The lower crust functions relative to the upper crust in the same way, as the astenosphere relative to the lithosphere as a whole [Трифонов, 1987, 1991]

These principles serve as a basis of the concept of two-floor plate tectonics [Лобковский, 1988]. However, the concept does not cover the variety of natural relationships. The waveguides were also discovered under the stable platforms, but the possibility of the tectonic layering is poorly realized. In addition, there are some mobile belts with 2 or 3 waveguides and all of them are zones of intensive differentiated motion (Fig. 11). On the other hand, the tectonic layering does not occur at the same depth level everywhere, but can be realized at different levels, depending on mechanical and other properties of the lithosphere.

4.2. Neotectonic systems. A tectonic system represents interrelated natural processes occurring in certain geological medium and directly or indirectly promoting movements and structural development of the lithosphere [Пономарев, Трифонов, 1987]. The tectonic systems are open. They are also tectonic-stress systems, which develop at different levels of the medium organization, when the equilibrium is disturbed because of changes in any of the parameters determining the system as a thermodynamic one. A rank of the system is established according to the size of the region characterized by mutual relations between structural elements. In this sense, the global system and different local systems can be recognized.

The concept of the global neotectonic system is supposed to represent the updated version of the plate tectonics (Figure 76). The differences concern some important features, first of all, the recognition of significant role of the tectonic layering of the lithosphere. There are ascending flows of the mantle substance, which increase the lithosphere thickness. The seismic tomographic investigations revealed complicated relationships between the flows and zones of spreading and rifting, which are greatly affected by horizontal and inclined branches of the deep flows.

The seismology and seismic tomography provided the evidence for the subduction of the oceanic lithosphere. In addition, geological, seismological and geochemical data indicate a peculiar "splitting" of the oceanic lithosphere: its relatively light components do not submerge deeply, but are gently thrusted under the island arc or active continental margin. Combined with the products of partial melting of the subducting plate, the lens of the light components continues to move toward the continent. The movement can result either in the extension of the lithosphere and the formation of the marginal sea or in the thicknening of the lithosphere (particularly, the Earth's crust) in the continent. Geological and geophysical data on eastern Asia support this interpretation. Similar movements of lesser extent were also recorded in passive continental margins [Trifonov, 1989].

These processes lead to the compression and thickening of the continental lithosphere. The tectonic piling is predominantly confined to the collision zones, where the Earth's crust considerably increases in thickness and can be detached, whereas the thickened heavy mantle part of the lithosphere subsides into the lower mantle. However, the tectonic piling seems to characterize not only the collision zones and adjacent areas, but also other parts of continents. This is evidenced by the following features: the thickened (up to 150 km and more) lithosphere in all the continents and especially the ancient shields; the compression of the upper crust lithosheets, which exceeds the lithostatic pressure; and the predominance of the reverse component over the normal one in continental active faults.

The processes in the global neotectonic system are probably caused by the mantle convection, which may develop in two stages with the boundary at the depth level of about 650 km. According to the seismic tomography data, the boundary interval shows changes in the pattern of mantle irregularities and only a few zones of subducting or uplifting material crosses it.

Tectonic processes in the global neotectonic system behave as external factors affecting the local systems (Figure 76), such as those of volcanotectonics and gravitational tectonics, geodynamic and structural effects of phase and mineral transformations of rocks, the compensation of isostatic equilibrium disturbance caused by the erosion of uplifted areas and the sedimentation of the eroded material in basins. The latter system is essentially similar to the glacioisostasy in genesis.

The energy for the global and (directly or indirectly) many local systems is provided by a progressive deep differentiation of the mantle substance. It is supplemented by the radiogenic heat in the upper covers of the solid Earth. Some indirect contribution of the solar energy is evident for the system of isostatic compensation and is possible for the system of glacioisostasy.

The mountain formation is a characteristic feature of the neotectonic epoch. It is caused by the processes, which are different in nature but produce the similar effect, i.e., the uplifting of some large portion of the land surface, which entails the decreasse in average density of rocks composing its lithosphere (Figure 77). The decrease can be due to the piling of the crustal rocks, the rise of the abnormal (hot) mantle substance or the diminution in density of the crustal or mantle substance in situ.

Majority of the mountain areas (particularly, in the collision regions) are under compression or stress of lateral slip with compressing component. There the mountains are mainly formed owing to the tectonic piling of the crustal rocks, which realizes differently, depending on a general structure and depth of the crus-

tal layer. The folded-thrusted structures and brittle deformation take place in the upper crust. The lower crust rocks are heated by the hot mantle flows even if the continental crust has the usual (35-40 km) thickness. In the orogenic regions, the additional dissipation heating is provided by shear deformation [Хаин, Лобковский, 1990]. The heating decreases the hardness of rocks and promotes their plastic and pseudoplastic piling. In island arcs, where the piling is less effective because of abundant mafic components in the crust, the uplifting is provided by the inflow of the heated mantle.

In many regions, the mountain formation lags behind the most intensive folding and thrusting, which cause the rock piling. According to V.E. Khain and L.I. Lobkovsky [Хаин, Лобковский, 1990], this can be attributed to a greater duration of the dissipation heating of the lower crust. On the basis of the tectonic disharmony between the upper and lower crust [Makarov et al., 1974], a compression in the lower crust can be supposed to mostly realize as a strike slip at the earlier stage of the orogenesis and to change later for the viscous-plastic piling of rocks. According to E.V.Artyushkov [Aprioukos, 1979, 1993], the piling was first compensated by the transformation of mafic components of the lower crust into eclogites, which later were partly melted or otherwise decreased in density by the inflow of the abnormal mantle, which produced the uplift. However, it is possible the dissipation heating may be sufficient for the process and the mantle flow is superfluous.

In the rift zones, the uplift is related either to the flow of the heated mantle or to the decrease in the mantle density (up to melting) in situ because of the decline in lithostatic pressure during the extension. Against this background, a vertical component of rifting leads to the formation of mountain topography.

Conclusion

The usage of the neotectonic regularities for geodynamic interpretation of old geological structures vielded the interesting results. However, the changes in relations between different tectonic factors during the Earth's evolution should be taken into account. The factors and processes, which showed insignificant changes during the evolution, are distinguished from those affected by directional or cyclic global changes. The alternation of the geocratic and thalassocratic epochs is one of the most important cyclic changes. The neotectonic epoch is referred to the geocratic ones characterized by the maximum regression and the general high topographic contrast. Synchronism and wide distribution of the latter feature indicate a global cause of its origination along with the local ones. This cause could be an increase in the average lithosphere viscosity because of the diminished supply of the mantle material into the upper spheres of the Earth. The changes in the general volume of the uprising mantle flows could be the signs of self-excited oscillations of the mantle convection, which characterize it as the self-organizing open system.

NOTELY - LOUD' I STORE A a traditional and the second s 1984 The Court of Street of Street and the second state of th and the second s 1) Sheets of the second second



Литература

Авдейко Г. П. Геосинклинальный вулканизм и офиолиты // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 15-26.

Jane .

- Ажгирей Г.Д. Тектоника и матматизм Большого Кавказа (некоторые сравнения с тектоникой и магматизмом Гималаев) // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 82-98.
- Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 156 с.
- Алиев С.А., Беляевский Н.А., Бутовская Е.М. и др. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 67 с.
- Ананьин И.В. Сейсмичность и закономерности проявления землетрясений на Восточно-Европейской платформе и в соседних регионах: Автореф. дис..., д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 1990. 66 с.
- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16-25.
- Аниконов Ю.Е., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки // Материалы по проблемам геофизики. 1974. Вып. 5, ч. 1. С. 92-117.

Арган Э. Тектоника Азии. М.;Л.: ОНТИ, 1935. 195 с.

- Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандолакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969.
- Артемьев М.Е. Изостатическая компенсация орогенных областей // 27-й МГК: Тез. докл. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 20-21.

- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 1. С. 3-16.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993, 458 с.
- Ачилов Г.Ш. Структурно-тектоническая характеристика области сочленения Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 156-174.
- Бабак В И., Николаев Н.И. Карта геоморфологонеотектонической зональности севера Европейской России, 1:1500000. Объяснительная записка. М.: ВИЭМС, 1983. 46 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты - Кавказ - Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
- Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
- Башелейшвили Л.Б. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси, 1986. 26 с.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация граниго-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 117-136.

Белов Н.Б. Геохимические аккумуляторы. М.: Издво АН СССР, 1952.

Белоусов В.В., Беллевский Н.А., Борисов А.А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань - Памир - Каракорум ~ Гималаи // Сов. геология. 1979. № 1. С. 11-28.

Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. N 3, C. 3-14.

Беэр М.А. Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 146-155.

Блаватский В.Д. Землетрясение 63 г. н.э. на Керченском полуострове // Природа. 1977. № 8. С. 56-57.

Болдырев С.А. Сейсмологические неоднородности активных окраин океана и их возможный тектонический эффект // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 189-198.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С. и др. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.

Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 143 с.

Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17-31.

Буртман В.С., Скобелев С.Ф., Сулержицкий Л.Д. Таласо-Ферганский разлом: Современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1173-1176.

Вегман Е. Общий обзор // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 8-42.

Вонг Х.К., Николаев В.Г. Новые данные о строении осадочного чехла Байкальской впадины // Геотектоника. 1991. № 4. С. 117-120.

Восточно-Африканская рифтовая система / Под ред. В.В.Белоусова, А.В.Горячева, Е.Е.Милановского. Т. 2. М.: Наука, 1974. 260 с.

Востриков Г.А. К методике неотектонических и геодинамических исследований (использование графиков повторяемости землетрясений при изучении геодинамики сейсмоактивных районов) // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 5-66.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 262 с.

Вулканический центр: Строение, динамика, веще-

ство (Карымская структура). М.: Наука. 1980. 299 с.

Гамильтов У., Майерс У.Б. Кайнозойская тектоника запала США // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 181-192.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949. 508 с.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.

Гансер А. Гималаи // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 326-339.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника / Под ред. Н.А.Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.

Гизе П. Горизонтальная неоднородность земной коры в зонах коллизии // Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С. 59-78.

Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Савиикий В.О., Шанцер А.Е. Корреляция геологических событий позднего миоцена - плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 5-19.

Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 180 с.

Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренсова и В.П.Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

Губин И.Е. Памир и сопредельные страны // Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1943. № 2. С. 101-117.

Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.

Гусева Т.В., Кучай В.К., Певнеа А.К., Чудновский В.В. Кратковременные упругие деформации значительных участков земной коры по геодезическим данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 7. С. 18-22.

Дезио А. Каракорум // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. І. М.: Мир, 1977. С. 313-325.

Дергунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С. 99-110.

- Дикси Ф Великие Африканские разломы. М.: Издво иностр. лит., 1959. 124 с.
- Дмитриев Э.А., Буданов В.И., Борщевский Ю.А., Гаврилов Е.А. Абсолютный возраст шелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире // Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964. С. 336-342.
- Добрев Г.Б., Щукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.
- Добрецов Н.Л., Аценков И.В. Состав и эволюция мантии в рифтовых зонах // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1988. С.25-27.
- Дубинин Е.П. Трансформные зоны океанской литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
- Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1983. 171 с.
- Ермаков В.А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 3. С. 68-79.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 3. С. 3-20.
- Желнин Г.А. О волновом характере современных движений земной коры в Эстонской ССР // Современные движения земной коры. № 2. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1965. С. 241-247.
- Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессия. Душанбе, 1958. 228 с.
- Захаров С.А. О характере неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3-19.
- Зинкевич В.П. Восточная Камчатка // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 239-250.
- Злобин Т.К. Глубинное строение литосферы южного фланга Курильской островной дуги и особенности распределения в ней значений коэффициента Пуассона // V научная сессия Дальневосточной секции МСССС: Тез. докл. Магадан, 1985.
- Злобин Т.К., Федорченко В.И., Петров А.В., Немченко Г.С. Структура литосферы о-ва Кунашир

(Курильские острова) по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология, 1982. № 1. С. 92-100.

- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 171 с.
- Зорин Ю.А., Кордела Л. Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по гравиметрическим данным // Физика Земли. 1991. № 5. С. 3-11.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55-65.
- Иванова Т.П. Применение космотеологических методов в сейсмотектонических исследованиях // Исслед. Земли из космоса. 1984. № 4. С. 46-52.
- Иванова Т.П. Линеаментная структура и модель формирования центральной части Байкальского рифта // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 53-61.
- Иванова Т. Л., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // ДАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 587-589.
- Ильхан Э. Восточная Турция // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 234-247.
- Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология, тектоника / Под ред. В.В.Белоусова. М.: Наука, 1979. 216 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет: Стратиграфия, литология / Под ред. В.В.Белоусова. М.: Наука, 1978. 204 с.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3-14.
- Казьмин В.Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1976. № 6. С. 58-71.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки: Раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
- Казьмин В.Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14-23.

Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 5. С. 38-46.

Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий / Под ред. В.Г.Трифонова. М.; Иркутск: ГУГК, 1986.

Кафтан В.И., Серебрякова Л.И. Геодезические методы для решения геодинамических задач (современные движения земной коры). М.: ВИ-НИТИ. Сер. геодезия и аэросъемка. 1990. № 28. 152 с.

Каитцоа Г., Валенсек О. О плейстоценовом горообразовании и современных движениях земной коры в Нижнерейнской бухте // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 70-84.

Керчман В.И., Лобковский Л.И. Структурные рисунки, сейсмичность и тепловой режим коллизионных поясов, обязанных внутриконтинентальной коллизии // ДАН. 1990 Г. 328, № 1. С. 125-132.

Кожурин А.И. Некоторые общие черты новейших структур Тихоокеанского подвижного пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 135-151.

Кожурин А.И., Востриков Г.А. Курило-Камчатская островодужная система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 67-135.

Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника, 1982. № 2. С. 3-18.

Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпинеосинклинальных поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94-107.

Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 21-36.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мяр, 1997. 314 с.

Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения земной коры переходного типа // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. С. 124-127.

Кошечкин Б.И. Голоценовые тектонические движения на Кольском полуострове // Современные движения земной коры. № 4. М.: ВИНИТИ. 1968.

Кошечкин Б.И. Дифференцированные неотектонические движения позднеплейстоценового и голоценового возраста в Северо-Восточной Фенноскандии // Изучение строения и современных движений земной коры на Кольском геодинамическом полигоне. М.: Наука, 1972.

Краснопезцева Г.В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями вземной коре // Региональное развитие и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. 37 с.

Краснопевцева Г.В., Шукин Ю.К. Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 5. С. 126-133.

Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 20-29.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника, 1987. № 1, С. 3-24.

Крылов С.В., Мишенькин В.П., Брыскин А.В. Сейсмическая модель Байкальского рифта по данным продольных и сдвиговых волн // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. Нолосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 49.

Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.

Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г. О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 84-107.

Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К. Блоковое строение земной коры Таджикистана // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 70-84.

Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.

Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.

- Кучай В К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91-105.
- Кэр А. Восточный Атлас (Телль-Атлас) // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 67-82.
- *Лебедев В.И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957.
- Леви К.Г., Плюснина Л.В., Шерман С.И. Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали, 1:3000000. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983.
- Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1, С. 15-23.
- Леглер В.А., Парфенов Л. М. Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северовостока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134-155.
- Леглер В.А., Пржиялговская И.А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит: Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 125-188.
- Лилиенберг Д.А., Ященко В.Р. Анализ геодезических и морфоструктурных данных по Армянскому региону катастрофических землетрясений // Геодезия и картография. 1989. № 10. С. 18-27.
- Лис Дж. М. Современные движения на Среднем Востоке // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 274-281.
- *Ли Сыгуан.* Геология Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 520 с.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988, 250 с.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18-29.
- Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72-101.
- Логачев Н.А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны // Геотектоника. 1974. № 3. С. 74-93.
- Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г., Трифонов В.Г. Геодинамическая активность литосферы Азии: Основы анализа и принципы картирова-

ния // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 31-39.

- Ломтев В.Л., Патрикеев В.М. Взаимосвязь встречных фокальных зон с покровной тектоникой Курильского и Японского желобов // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 55-68.
- Лукина Н.В. Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 276-326.
- Лукина Н.В., Лялько В.И., Макаров В.И. и др. Предварительные результаты спектрометрического исследования зон разломов Файзабадского и Фрунзенского полигонов // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 6. С. 82-92.
- Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73-80.
- Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Издво АН СССР, 1963. С. 34-112.
- Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И. Карибский бассейн область развития и взаимодействия новейших континентальных и океанических структур // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988, С. 152-187.
- Макаров В.И. Общие черты неотектоники [Монголии] // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988₆. С. 235-239.
- Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 57 с.
- Макаров В.И., Кожурин А.И., Нгуен Чонг Ем, Нгуен Дин Ту. Неотектоника Ханойской владины и ее горного обрамления // Теотектоника. 1988. № 1. С. 55-63.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской

плиты) // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976. С. 18-41.

- Макаров В.И., Трапезников Ю.П., Сковородкин Ю.П. и др. Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 7-50.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. и др. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Макаров В.И., Щукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов // Геотектоника. 1979. № 1. С. 96-109.
- Макарова С.Д. О некоторых вопросах сейсмотектоники Средней Азии // Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1955. Вып. 7. С. 7-19.
- Мандельбаум М.М., Письменный Б.П., Поспеев А.В., Алакшин А.М. Строение литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Внутриконтинентальные горные области: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 225-226.
- Маттауэр М., Анри Ж. Пиренеи // Мезозойскокайнозойские складчатые пояса. Т. І. М.: Мир, 1977. С. 17-39.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларион // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 943-946.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мельников Е.К., Рудник В.А., Мусийчук Ю.И., Рымников В.И. Патогенные воздействия зон активных разломов в районе Санкт-Петербурга // Геоэкология, 1994. № 4. С. 50-69.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 6. С. 3-17.
- Мещеряков Ю.А., Синягина М.И. Состояние энаний о современных движениях земной коры // Современные техтонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 11-40.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

- *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое. // Природа. 1978. № 7. С. 22-34.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
- Мишарина Л.А. Напряжение в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
- Мишарина Л.А. Напряжения в очатах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161-170.
- Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Особенности мантийной конвекции // ДАН СССР. 1987. Т.294, № 1. С.58-63; Т.295, № 5. С.1080-1083.
- Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Тектоника Кубы // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 113-153.
- Никишин А.М. Рифтогенез, океаногенез и сходные процессы в геологической эволюции планетных тел Солнечной системы // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 50-70.
- Никишин А.М. О зависимости структуры континентальных рифтов от мошности и физического состояния дорифейской литосферы // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 5. С. 1209-1213.
- Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // ДАН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 69-72.
- Николаев В.Г. Паннонский бассейн М.: Наука. 1986. 106 с.
- Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е. Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 2. С. 48-58.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
- Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Райс Дж. Механика очага зем-

летрясения: Послесловие к русскому переводу. М.: Мир, 1982. С. 133-215.

- Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16-28.
- Никонов А.А. Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и в смежных с ним районах // Изв. АН СССР. Сер. reorp. 1965. № 6.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А.А. Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане // Геотектоника. 1988. № 6. С. 113-121.
- Никонов А.А., Ваксв А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Черкинский А.Е., Чичагова О.А. К палеогеографии Керченского полуострова в голоцене и конце поэднего плейстоцена // ДАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 221-225.
- Никонов А.А., Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Радиоуглеродное датирование почв для диагностики склоновых дислокаший (на примере участка Крымской АЭС) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 80-90.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Ксндорской и Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977. 356 с.
- Обручев В.А. Оснопные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5.
- Основы тектоники Китая. М.: Госгеотехиздат, 1962. 527 с.
- Павлов Ю.А., Еремина Г.Ф., Лютая Л.М. Мошность земной коры в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном по сейсмическим и гравиметрическим данным // Естественные геофизические поля Дальневосточных окраинных морей. Владивосток, 1977. С. 26-31.
- Паннекук А.Я. Некоторые примеры четвертичной тектоники в Нидерландах // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С 65-69.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника, 1979. № 6. С. 42-57.

- Певзнер М.А. Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М.: Наука, 1972. 67 с.
- Певнев А.К., Гусева Т.В., Одинев Н.Н., Сапрыкин Г.В. Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 86-92.
- Пейае А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23-46.
- Пейде А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8-24.
- *Пейае А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3-7.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А И. Тектоника Памиро-Тималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156-172.
- Нейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3-13.
- Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 382 с.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Соотношения глубинного теплового потока и тектонической структуры континентов // Геотектоника, 1968. N 4. C. 3-19.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Особенности строения тектоносферы, связанные с процессом релаксации изостазии, и сейсмичность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных областях. М.: Наука, 1978. С. 181-198.
- Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81-94.
- Пузыреа Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 38-45.
- Пуэырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе // Байкальский рифт. Новесибирск: Наука, 1975. С. 51-67.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

- Пущаровский Ю. М. О тектонике и геодинамике Карибского региона // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 124-132.
- Пущаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20°ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5-13.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны // Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 55-119.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического аналвза // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 115-159.
- Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Расцветаев Л. М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 35-70.
- Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57-107.
- Расцветаев Л.М. О трех механических разновидностях сдвиговых разрывов // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Вып. 1. Л.: Горный ин-т, 1988. С.27-29.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106-111.
- Ребиндер П.А. Избранные труды. Важнейшие явления в дисперсных системах: Физико-химическая механика. М.: Наука, 1979. 382 с.
- Ричмонд Дж. М. Сравнение четвертичной стратиграфии Альп и Скалистых гор // Четвертичные оледенения Мира. М.: Мир, 1974. С. 66-105.
- Рогожин Е.А., Рыбаков Л.Н. Тектоническая позиция и геологические последствия Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Геотектоника. 1990. № 6. С. 32-45.

- Рогожина В.А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии // Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 64-78.
- Рождественский В.С. Роль сдангов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99-111.
- Розова Е.А. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1950. № 10 (137).
- Рондель Х.Э., Симон О.Я. Бетские Кордильеры // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. С. 40-54.
- Руженцев С.В. Слвиги Юго-Восточного Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 113-127.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с.
- Руженцев С.В. Памир // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 214-225.
- Ружич В.В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики ее формирования: Автореф. дис, канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972. 23 с.
- Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 303-392.
- Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 220 с.
- Святловский А.Е. Вулканические и вулканотектонические структуры, их взаимосвязь и эволюция // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 217-234.

Сейсмические модели литосферы главных структур СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.

- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П.Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
- Сидоров В.А., Богдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность М.: Наука, 1989. 200 с.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результа-

ты, рекомендации) // Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-27.

- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феоктистов В.Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 91-102.
- Скобелев С.Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого // Геотектоника. 1977. № 2. С. 105-119.
- Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г., Востриков Г.А. Памиро-Тималайская область дисгармоничного скучивания континентальной литосферы // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 188-234.
- Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 188-200.
- Смирнов Я.Б. Сопоставление поля теплового потока с эволюцией земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 3-25.
- Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность литосферы: История и основные концепции // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3-19.
- Соловьева Л. И., Херасков Н.Н., Козлов В.А. Новые данные о тектонике центра Европейской России по данным интерпретации космических изображений и стрессового анализа разломов // Применение аэрокосмической информации в геологии: Тез. докл. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 16-18.
- Солоненко В.П., Тресков А.Л., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- Солоненко В.П., Тресков А.Л., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 232 с.
- Сомов В.И., Рахимова И.Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона. Киев: Наук. думка, 1983. 144 с.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Станике Д., Висарион М. Структура коры и верхней мантии Румынии по магнитно-теллурическим данным // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, IV. Киев: Наук. думка, 1987. С. 131-134.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне

перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.

- Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 173-237.
- Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1968. Т. 180, № 6. С. 1442-1445.
- Сычёв П.М., Воробьёв В.М., Лютая Л.М. и др. Тектоника и магматизм юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан) // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 38-52.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67-77.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // ДАН СССР. 1967. Т. 176, № 8. С. 571-574.
- Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978.
- Тектоническая карта Европы и смежных областей, 1:10000000 / Под ред. В.Е.Хайна и Ю.Г.Леонова. М.: ГУГК, 1979.
- Тектоническая карта Северной Евразии / Под ред. А.В.Пейве и А.Л.Яншина. М.: Мингео СССР, 1980.
- Тектоническая карта Средиземного моря / Под ред. Н.А.Богданова и В.Е.Хаина. М.: ФСГК, 1994.
- Тектоническая расслоенность литосферы / Под ред. А.В.Пейве. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Под ред. Ю.М.Пушаровского и В.Г.Трифонова. М.: Наука, 1990. 294 с.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3. С. 15-30.

Тораринссон С. Срединная зона Исландии // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 173-180.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные

нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Иэв. вузов. Геология и разведка_1976,. № 11. С. 54-64.

- Трифонов В.Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Геотектоника. 1976_с. № 2. С. 73-86.
- Трифонов В.Г. Поперечные зоны нарушений Исландии // Геотектоника. 1977. № 2. С. 24-36.
- *Трифонов В.Г.* Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, С. 185-201.
- Трифонов В.Г. Новейшая структура запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы // ДАН СССР. 1979₈. Т. 247, № 5. С. 1225-1229.
- *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16-26.
- Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25-38.
- Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144-160.
- Трифонов В.Г. Активные разломы и складки основания коллизионных горных поясов // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Тез. докл. СПб: Минерал, 1997. С. 80.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3-16.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В. Активные разломы Евразии. Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 174-195.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С. 46-60.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: РАН, 1993. С. 196-206.

- Трифонов В.Г., Макаров В.И. Активные разломы [Монголии] // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 239-272.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // 27-й МГК: Докл. Секция З. М.: Наука, 1984. С. 105-117.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Кожурин А.И. и др. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
- Трифонов В.Г., Пономарев В.С. Причины горообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 336-341.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63-75.
- Трифонов В.Г., Эль-Хаир Ю. Библейская легенда глазами геологов // Природа. 1988. № 8. С. 34-45.
- Тяпкин К.Ф., Бондарук А.Г. Современные движения в центре Восточно-Европейской платформы // Симп. КАПГ по изучению современных движений земной коры. Дагомыс, 5-11 дек., 1988: Тез. докл. Воронеж, 1988. С. 243-245.
- Устинов С.Н. Современные деформации земной поверхности в пограничной области между Памиром и Тянь-Шанем. М.: ВИНИТИ, 1987. № 4841-1387.
- Уткасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмологическим данным // Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Вып. 4. Южно-Сахалинск, 1972. С. 19-20.
- Федатов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 8-25.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР, М.: Наука, 1968. С. 121-150.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Бобков М.Ф., Кузин И.П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмоло-

гических наблюдений за период ноябрь 1961-1963 гг. // Землетрясения в СССР в 1963 г. М.: Наука, 1966. С. 167-194.

- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 210 с.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Зона Валати-Заварицкого-Беньофа на Камчатке // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 5-10.
- Флоренский И.В., Базанова Л.И. Вулканизм в кайнозойской истории Юго-Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 30-41.
- Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78-87.
- Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые вопросы ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40-56
- Фолкон Н. Южный Иран:Горы Загрос // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1, М.: Мир, 1977. С. 248-263.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И. К вопросу о продольной зональности Курильской островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 81-96.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 144 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хаин В.Е., Кац Я.Г., Семицкий А.Т. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. Ст. 1: Западный сегмент. Ст. 2: Восточный сегмент // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 3. С. 3-17; № 4. С. 11-17.
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Формирование рисунков коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20-31.
- Хамада К. Аномалии времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии // Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 40-55.

Хамрабаев И.Х. Строение земной коры Западного

Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм - Калай-Хумб -Хорог - Ишкашим // Узб. геол. журн. 1980. № 5, С. 47-51.

- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.
- Храмов Н.А., Флоренский И.В. Некоторые особенности фациального состара кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 145-158.
- Хромовских В С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
- Цветков А.А., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин и его связь с сейсмофокальными зонами // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 96-110.
- Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3, С. 3-15.
- Шанцер А. Е. Некоторые особенности эволюции тектономагматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. Вулканолог. станции АН СССР. 1979. № 57. С. 53-65.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
- Шараськин А.Я., Карпенко С.Ф. Субдукция в свете геохимических данных // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 110-122.
- Шаров В.И. Разломы и происхождение сейсмических границ в континентальной коре // Сов. геология. 1984. № 1. С. 132-120.
- Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных

уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) //ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412-416.

- Шеольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
- Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7-18.
- Шерман С.И., Леви К.Г., Боркяков С.А. Блоковая тектоника Муякан-Ангараканского междуречья и некоторые вопросы сейсмичности // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980. С. 43-56.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
- Штёклин Й. Северный Иран: Горы Эльбурс // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 264-289.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Марокканский Риф // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 55-66.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948, 224 с.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Шерба И.Г. Палеогеография и тектоника майкопского бассейна Кавказа // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1196-1200.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии РАН, 1974. С. 104-123.
- Яншин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна // Геотектоника. 1980. № 1. С.72-85.
- Achache J., Courtillot V., Xiu Z. Y. Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle

Cretaceous time: New paleomagnetic data and synthesis // J. Geophys. Res. B. 1984, Vol.89, N 12, P. 10311-10339.

- Adjamian J., Jamal N.E. Geological map of Syria. Scale 1:50000. Explanatory notes of Qalat Al Housen sheet NI 37-M-3-d. Damascus: Ministry of petroleum and mineral resources, 1983. 38 p.
- Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan Region // J. Geophys. Res. 1962. Vol.67, N 12. P. 4795-4812.
- Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bul. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol.86, N 8. P. 1041-1057.
- Allen C.R., Smith S.W. Pre-earthquake and post-earthquake surficial displacements. In: Parkfield earthquakes of June 27-29, 1966, Monterey and San Obispo Counties, California: Preliminary Report // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1966, Vol.56, N 4. P. 966-967.
- Allerton S., Platt J.P., McClelland E., Lonengan L. Block sotation in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain // 20th IUGG Gen. Assembly IAGA. Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 86.
- Alps, Apennines, Hellenides. Stuttgard: Schweizerbart Verl., 1978.
- Ambraseys N.N. The Buyin-Zara (Iran) Earthquake of September 1, 1962: A Field Rep. // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963, Vol.53, N 4, P. 705-740.
- Ambraseys N.N. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone // Tectonophysics. 1970. Vol.9. P. 143-165.
- Ambraseys N.N. Studies in historical seismicity and tectonics // Geodynamics today. London: Royal Soc. Publ., 1975. P. 7-16.
- Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Engineering and Structural Dynamics. 1988. Vol. 17. P. 1-105.
- Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol.96, N 3. P. 311-331.
- Ambraseys N.N., Melvill C.P. A history of Persian Earthquakes. Cambridge Earth Sci. Ser. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1982. 219 p.
- Angeher J., Lyberis N., Le Pichon X. et al. The rectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis // Tectonophysics. 1982. Vol.86, N 1/3. P. 159-196
- Angenheister G., Bogel H. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and

Southern Alps // Geol. Rdsch. 1972. Vol.64, N 2, P. 349-395.

- Arpat E., Saroglu F. The East Anatolian fault system; thoughts on its development // Turkey Mineral Res. and Explor. Inst. Bul. 1972. N 78. P. 33-39.
- Artyushkov E.V., Baer M.A., Letnikov F.A., Ruzhich V.V. On the mechanism of graben formation // Tectonophysics. 1991. Vol. 197, N 2/4. P. 99-115.
- Atwater T. Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America // Bul Geol. Soc. Amer, 1970. Vol.81, N 12, P.3513-3536.
- Atwater T., Molnar P. Relative motion of the Pecific and North American plates deduced from sea-floor spreding in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans // Proc. of the Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol. 13. P. 136-148.
- Baer M.A., Shchukin Yu.K. Geodynamics and seismicity of the Carpathian-Dinaride system // Proc. of the Symp. on the analysis of seismicity and on seismic risk. Liblice, 1977. P. 17-22.
- Ballard R.D., van Andel T.H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50"N on the Mid-Atlantic Ridge // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 4. P. 507-530.
- Bankwitz P., Bankwitz E Einige Merkmale tektonischer Erdkrusterbewegungen im Hinblick auf rezente Bewegungen // Geol. und Geophys. Veroff. 1974. Vol.3, N 35. P. 110-118.
- Barazangi M. Continental Collision Zones: Seismotectonics and Crustal Structure / D.James (Ed.) Encyclopedia of Geophysics, 1987. 27 p.
- Barazangi M., Ni J. Velocities and propagation characteristies of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet // Geology. 1982. Vol. 10. P. 179-185.
- Barka A.A. The North Anatolian fault zone // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol.6. P. 164-195.
- Barka A.A., Kadinsky-Cade K. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity // Tectonics. 1988. Vol.7, N 3. P. 663-684.
- Bellier O., Sebrier M. Long-term dextral slip rate along the Samatran fault system // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1, P. 253-254.
- Benmelen R.W., Rutten M.G. Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: E.J. Brill Press, 1955, 217 p.

- Ben-Avraham Z., Tibor G. Structure and tectonics of the Eastern Cyprean Arc // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1 P. 254.
- Berberian M. Contribution on the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey Iran Publ. 1976. Part I: 517 p. 1977; Part II: 278 p.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., et al. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bul. Seismol. Soc. Amer. Vol.82, N 4. P.1726-1755.
- Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H. et al. Deep seismic sounding in the Afar region and on the highland of Ethiopia // Afar depression of Ethiopia, Stuttgard: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 89-107.
- *Bigi G., Castellarin A., Catalano R.* et al. Synthetic structural-kinematic map of Italy. Roma: Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1989.
- Bingham D.K., Klootwijk C.T. Palaeomagnetic constraints on Greater India's underthrusting of the Tibetan Plateau // Nature. 1980. Vol.284, N 5754. 336-338
- *Bingol E*, Geological Map of Turkey. Scale 1:2000000. Ankara: MTA, 1989.
- Boccaletti M., Conedera C., Dainelli P., Gocev P. Tectonic Map of the western Mediterranian Area. Firenze: Geomap, 1985.
- Bodvarsson G., Walker G.P.L. Crustal drift in Iceland // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1964. Vol.8, N 3, P. 285-300.
- Bommer J.J., Ambraseys N.N. The Spitak (Armania, USSR) Earthquake of 7 December 1988. London: Imperial College of Sci. and Technol. Publ., 1989. 83 p.
- Bonatti E, Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // Nature. 1982. Vol. 300. P. 343-345.
- Bott M. P. H. Geoid anomalies, mantle convection, hot spots and subduction zones // 19th General Assembly of the 1UGG, Abst. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. Vol. 1, P. 46.
- Braile L. W. Interpretation of crustal velocity gradients and Q structure using amplitude-corrected seismic refraction profiles // The Earth's Crust. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr. 1977. Vol.20. P. 427-439.
- Brogan G.F., Cluff L.S., Korringa M.K., Slemmons D.B. Active faults of Alaska // Tectonophysics, 1975. Vol.29, P. 73-85.

Brown R.D., Wallace R.E., Hill D.P. The San Andreas fault system, California, USA // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol.6. P. 261-284.

Brunn J.H. Les zones Helleniques internes et lier extension. Reflexion sur l'orogenese alpine // Bul. Soc. geol. France. 1969. Ser.7. T.2. P. 470-486.

Burford R.O., Allen S.S., Lamson R.J., Goodreau D.D. Accelerated fault creep along the central San Andreas fault after moderate earthquakes during 1971-1973 // Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ Publ. Geol. Sci. 1973. Vol.13 P. 268-274.

Case J.E., Holcombe T.L. Geologic-tectonic map of the Caribbean Region, Scale 1:2500000, 1980.

Chen W.P., Molnar P. Constrains on the seismic wave velocity structure beneath the Tubetan plateau and their tectonic implications // J. Geophys. Res. 1981. Vol.86. P. 5937-5962.

Christiansen R.L., McKee E.H. Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia Intermountain redions // Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Geol. Soc. Amer. Mem. 1978. Vol.152. P. 283-312.

Churikov V.A. Study of vertical deformation during seismic gaps on Kamchatka // 19th JUGG Gen. Assembly, Abst. Boulder: JUGG Publ., 1995. P. A42.

Clarke S.H., Jr., Nilsen T.H. Displacement of the Eccene strata and implications for the history of offset along the San Andreas fault, Central and Northern California // Proc. of the Conf. on Tectonic Probl. of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol.13 P. 358-367.

Cobbold P.R., Thomas J.C., Gapais D., Sadybakasov E. Cenozoic deformation of the Western Tien Shan // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1. P. 256

Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser C.W. Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in north-western Utah // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 10, P 1237-1250.

Cormier V.F. Tectonics near the junction of Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin // Bul. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol.86, N 4. P. 443-453.

Coward M.P., Butler R.W.H. Thrust tectonics and the

deep structure of the Pakistan Himalayas // Geology, 1985. Vol.13, N 6, P. 417-420.

Coward M.P., Butler R.W.H., Assf K.M., Knipe R.J. The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure // J. Geol. Soc. 1987. Vol. 144, N 3. P. 377-391.

Creager K.C., Jordan T.H. Slab penetration into the lower mantle // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89, N B5. P. 3031-3049.

Crowell J.C. Problems concerning the San Andreas fault system in Southern California // Proc. of the Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol.13. P. 125-135.

Deng Quidong, Zhang Weigi. The Haiyuan Active Fault zone. Beijing: State Seismol. Bureau, 1990. 286 p. (in Chinese).

De Yong K. Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia // Tectonophysics. 1990. Vol. 184, N 3/4. P. 279-296.

Dickinson W.R., Cowan D.S., Schweickert W.A. Test of new global tectonics: Discussion // Bul. Amer. Assoc. Petrol. 1972. Vol. 56. N 2. P. 375-384.

Ding Guoyu, Active faults in China //A collection of papers of Intern. Symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225-242.

Ding Guoya. Recent crustal rupture field in China and the problem of strong earthquake prediction // J. Phys. Earth. 1986. Vol.34, Supplement. P. 265-278.

Ding Guoyu, Lu Yanchou. A preliminary discussion on the status of recent intraplate motions in China // Kexue Tongbao. 1988. Vol.33, N 1. P 52-57.

Doblas M., Oyarzun R. The late Oligocene-Miocene opening on the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranian): A working hypothesis involving mantle up welling and extensional detachment tectonics // Marine Geology. 1990. Vol.94, N 1/2. P. 155-163.

Drewes H., Geiss E. Modellirung geodynamischer Deformation in Mittelmeerraum // Satellitengeodasie. Weihelm: VCH Verlagsgesellschaft mbH. 1990. Vol. D-6940. P. 335-349.

Dziewonski A.M., Morelli A. Asphericity of the lower mantle from travel time data. Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. The three-dimensional structure of the mantle using the waveforms of mantle waves and body waves // IUGG. 19th General Assembly. Abst. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ. 1987. Vol.1. P. 45, 51.

- Eardley A.J. Structural geology of North America. N.Y.: Harper and Row, 1962.
- Earthquake prediction techniques: Their application in Japan / T. Asada (Ed.) Tokyo: Univ. of Tokyo Press, 1982.
- Eaton G.P. Geophysical and geological characteristics of the shallow crust of the Basin and Range Province // Continental Tectonics. Washington, D.C.: National Acad. Sci. Geophys. Rev. Board of the Nat. Res. Counc. 1979. 69 p.
- Ebinger C.J. Tectonic development of the western branch of the East African rift system // Bul. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol.101. P. 952-967.
- Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W., Bowin C.O. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaux and dynamic compensation of the uplifts // J. Geophys. Res. 1989. Vol.94. P. 2893-2901.
- Edel J.B., Lortscher A. Paleomagnetisme tertiare de Sardaigne. Nouveaux resultats et synthese // Bul. Soc. geof. France. 1977. Vol.19, N 4. P. 815-824.
- *Eurarsson Th*₊ Upper Tertiary and Pleistocene rocks in Iceland. Reykjavik: Soc. Sci. Islandica, 1962. Vol.36. 196 p.
- *Einarsson Tr.* Icelandic fracture system and the interred causal stress field // lceland and Mid-Ocean Ridges. Reykjavik: Soc. Sci. Islandica, 1967. Vol.38. P. 128-141.
- *Einarsson Tr.* Submarine ridges as on effect of stress field // J. Geophys. Res. 1968. Vol.73, N 24. P. 7561-7576.
- El Hakeen K. Analysis of the 1759 A.D. Damascus earthquake. Damascus: Syrian Atomic Energy Commission, 1986. 88 p.
- Fischer K.M., Creager K.C., Jordan T.H. Mapping mantle flow in subduction zones // 19th Generel Assembly of the IUGG. Abst. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. Vol.1. P. 46.
- Freund R.A. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times // Geol. Mag. 1965. Vol. 102, N 3. P. 189-205.
- Gansser A. The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation // Eclogae geol. helv. 1966. Vol.59, N 2. P. 831-848.
- Gardosh M., Reches Z., Garfunkel Z. Holocene tectonic deformation along the western margins of the Dead Sea // Tectonophysics. 1990, Vol. 180, N 1. P.123-137.
- Gastil R.G. Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt // Proc. of

the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System Stanford: Stanfird Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol. 13. P. 171-180.

- Gaudemer Y., Tapponnier P., Turcotte D.L. River offsets across active strike-slip faults // Annales Tectonicae. 1989. Vol.3, N 2. P. 55-76.
- Genrich J.F., Bock Y., Calais E. et al. Near-field displacement across the Sumatra fault from five GPSsurveyed transects and Geological dating // 21th General Assembly of the IUGG. Abst. Boulder: IUGG Publ., 1995–P. A29.
- Geologie des chaines alpines issues de la Tethys. Mem. BRGM, 1980, N 115.
- Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. Vol.180, N I. P. 1-14.
- Gocev P.M. Le reseau de failles en Afrigue du Nord-Ouest et son evolution alpine et contemporraine // Geotectonics, tectonophisics, geodynamics. Sofia: BAN. 1976. Vol.4. P. 17-58.
- Gough D.I. Mantle upflow under North America and plate dynamics // Nature. 1984. Vol.311, N 5985. P. 428-433.
- Grand S.P. A tomographic inversion for shear velosity leneath the North American plate // 19th General Assembly of the IUGG. Abst. Vancouver: Univ of British Columbia Publ., 1987. Vol.1. P. 47.
- Gregersen S., Korhonen M., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // Tectonophysics 1991, Vol.189. P. 333-344.
- Guidebook for excursions: Intern_Symp. on Problems of the Neogene-Quaternary Boundary. M.: Nauka, 1977. 184 p.
- Hamilton W. Subduction in the Indonesian region // Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 1977. Vol.1. P. 15-31.
- Hamilton W. Mesozoic tectonics of the western United States // Mesozoic paleogeography of the western United States, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeogr. Symp. 1978. Vol.2. P.33-70.
- Heirtzler J R., van Andel T.H. Project FAMOUS: its origin, programs and setting // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 4. P. 481-487.
- Hill M.L., Dibblee T.W., Jr. San Andreas, Garlock, and Big Pine faults, California // Ibid. 1953. Vol.64, N 4. P. 443-458.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. N.Y.: Acad. press, 1979. 394 p.
- Horvath F., Csonios L., Szabo A. Complex structural

evolution of a young extensional basin: the Pannonian case study // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova, 1993, Vol.5, Supplement to N 1, P. 238.

- Huffman O.F., Turner D.L., Jack R.N. Offset of Late Oligocene-Early Miocene volcanic rocks along the San Andreas Fault in Central California // Proc. of the Conf. on Tectonic Probl. of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci, 1973. Vol.13 P. 368-373.
- Huzita K., Kishimoto J., Shiono K. Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan // J. Geosci. Osaka Univ. 1973. Vol. 16, Art.6. 93 p.
- Isaks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1968. Vol.73, N 18. P. 5855-5900.
- Jackson J., McKenzie D. The relationship between plate motion and seismic moment tensor and the rates of active deformation in the Mediterranian and Middle East // Geophys. J. 1988. Vol.93, N 1. P. 45-73.
- Jahns R.H. Tectonic evolution of the Transverse Ranges province as related to the San Andreas fault system // Proc. of Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol.13. P. 149-170.
- Kaneko Sh. Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, South-Western Japan // N.Z J. Geol. and Geophys. 1966. Vol. 9, P. 45-59.
- Karnik V. Seismicity Patterns in Europe and the Mediterranian Area // A collection of papers of Intern. Symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Reijing: Seismol. Press, 1984. P. 72-77.
- King P.B. The tectonics of Middle North America. Princeton: Princeton Univ. Press, 1951. 203 p.
- *Kiratzi A.A.* A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian fault zones // Abst. of the 7th EUG meeting, Terra Nova, 1993, Vol.5. Supplement to N 1, P. 260.
- Klootwijk C. T. A review of paleomagnetic data from the Indo-Pakistani fragment of Gondwanaland // Geodynamics of Pakistan. Quetta: Geol. Surv. Pakistan Publ., 1979, P. 41-80.
- Klootwijk C. T. A summary of palaeomagnetic data from extra-peninsular Indo-Pakistan and south central Asia: implications for collision tectonics // Structural geology of the Himalaya. 1979, P. 307-360.
- Koronovsky N.V., Sim L.A. Neotectonic activity and mechanism of the northern East Europen platform formation // Inlem. Conf. on the oil and gas prospectivity of Barents and Kara Seas and adjacent

land areas. Abst. Murmansk: Niimorgeophysika-IKU Petrol. Res., 1992. P. A11.

- Kozhurin A I. Repetitive structural combinations in the Himalayan-Mediterranean mobile belt // 2nd Intern. Symp. on Geology of Eastern Mediterranean Region. Jerusalem: KENES, 1995. P. 12.
- Kvitkovic J. Contribution to the neotectonics of the West Carpathians // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993, Vol. 5, Supplement to N I. P. 327.
- Lagerback R. Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjarv area, northern Sweden // Geologiska Fareningens i Stockholm Forhandlingar, 1990. Vol.112, N 4. P.333-354.
- Laubscher H.P. Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastic der sudichen Tethys // Geol. Rdsch. 1971. Vol.60, N 3/5. P.813-833.
- Le Douran S., Burrus J., Avedik F. Deep structure of the North-Western Mediterranean basin: Results of a two-ship seismic survey // Marine geology, 1984. Vol.55. P. 325-345.
- Leloup P.H., Harrison T.M., Ryerson F.J. et al. Uplift history of a segment of the Tertiary left-lateral Red-River shear zone // Abst. of the 7th EUG Meeting Terra Nova.1993. Vol.5. Supplement to N 1, P.261.
- Lensen B.J. The Wellington fault from Cook Strait to Manawaty Gerge // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1958. Vol.1, N I. P. 178-196.
- Lensen B.J. Earth-deformation studies in New Zealand // Tectonophysics. 1975. Vol.29. P. 541-551.
- Le Pichon X., Angelier J. The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1979. Vol.60, N I. P. 1-42.
- Li Jijun. The uplift of the Qinghai-Xizang plateau and its effect on the environment of China // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst., Beijing, 1991. P.194.
- Liu Q., Avouac P., Tapponnier P., Zhang Q. Field evidence for Holocene and active faulting in Western Qangtang // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P.210.
- Liu O., Avouac J. Ph., Tapponier P., Gasse F. Well dated slip rater on the Longmu-Guosha fault system and evolution of Longmu-Sumxi lakes during the Late Quaternary // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova, 1993. Vol.5. Supplement to N I, P. 261.
- Liu Q., Tapponier P., Bourjot L., Zhang Q. Kinematics of recent faulting along the Muji-Tashgorgan graben, northern extension of the Karakorum fault

// Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993₆. Vol.5. Supplement to N 1, P. 261.

- Lundqvist J., Lagerback R. The Parve fault: A late glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar, 1976, Vol.98, P. 45-51,
- Luyendyk B.P., Macdonald K.C. Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 5. P. 648-663.
- Macdonald K.C. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat, 37°N // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 4. P. 541-555.
- Macdonald K.C., Luyendyk B.P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge near lat 37°N // Bul. Geol.Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 5. P.621-636.
- Madariaga R. The El Asnam (Algeria) Earthquake of October 10, 1980 // A collection of papers of Intern. Symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol, Press, 1984. P. 198-213.
- Madeira J., Ribeiro A. Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics // Tectonophysics. 1990. Vol.184, N 3/4. P. 405-415.
- Makarov V.I., Skobelev S.F., Trifonov V.G. et al. Plutonic structure of the Earth's crust on space images // Proc. of 9th Intern, Symp. on Remote Sensing of Environment. Vol.1. Ann Arbor: Michigan, 1974. P.369-438.
- Mantyniemi P., Wahlstrom R., Lindholm C., Kijko A. Seismic hazard in Fennoscandia: A regionalized study. Preprint, 1993. 21 p.
- Map of active faults and seismotectonics of the Northern Eurasia, 1:5,000,000 / V.G. Trifonov (Ed.) Moscow: Russian Committee on the Intern. Lithosphere Program, 1995.
- Marton E., Nardi G. Is it still evidenced paleomagnetically that Apulia region has been part of Africa? First results from Murge // 20th IUGG Gen. Assembly. IAGA. Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 87.
- Marton P., D'Andrea M. Paleomagnetically inferred thrust rotations of the Eastern Abruzzo and Northeastern Umbrian-Marches regions // Ibid. 1991. P. 87.

- Matthews D., Him A. Crustal thickening in Himalayas and Caledonides // Nature. 1984. Vol. 308. P. 497-498.
- McDougall J., Saemundsson K., Johannesson H. et al. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6,5 m.y.; K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500 m lava succession in western Iceland // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 1. P. 1-5.
- McDougall J., Wensink H. Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1966. Vol.1, N 4. P. 232-236.
- McKee E.H., Noble D.C., Silberman M L. Middle Miocene hiatus in volcanic activity in the Great Basin area of the Western United States // Ibid, 1970. Vol.8, N 2. P. 93-96.
- McKenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol.30. P. 109-185.
- McKenzie D. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // Ibid. 1978. Vol.55. P. 217-254.
- Meade B.K. Horizontal crustal movements in the United States. Rep. to the Com. on Recent Crustal Movements // IUGG Gen. Assembly, Berkeley. Washington, D.C.: Coast and Geodetic Survey Publ., 1963. 25 p.
- Mehnert K.R. The lyrea zone // Neues Jahrb. Mineral. Abhandl. 1975. Vol.125, N 2. P. 156-199.
- Min Longrui, Yin Zhanguo. The main tectonic events of Quaternary in China // Intern. Union for Quternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P. 239.
- Mohajer-Ashjai A., Benzadi H., Berberian M. Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // Tectonophysics. 1975. Vol.25, N 3/4. P. 281-301.
- Molnar P., Chen W.P. Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // Nature, 1978, Vol.273, P. 218-220.
- Molnar P., Chen W.P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 1983, Vol.88, N B2, P. 1180-1196.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol.189, N 4201. P. 419-426.
- Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // J. Geophys. Res. 1978. Vol.83. P. 5361-5375.
- Molnar P., Tapponnier P. A possible dependence of tec-

tonic strength on the age of the crust in Asia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol.52, N 5. P. 107-114.

- Montigny R., Edel J.-B., Thuizat R. Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics // Ibid. 1981. Vol.54. P. 261-271.
- Morelli A., Dziewonski A.M. Tomography of the coremantle boundary // IUGG. 19th General Assembly. Abst. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. Vol. 1. P. 46.
- Morner N.-A. The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish west coast: deglaciation, shore level displacement, chronology, isostasy and eustasy // Sverides Geol. Undersokn. 1969. Vol.C-640. P.1-487.
- Morner N.-A. The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological evidence // GeoJournal. 1979, Vol.3, N 3. P. 287-318.
- Morner N.-A. Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Special Proc. Review reports. Beijing, 1991. P. 78-80.
- Mueller St., Panza G.F., Werner D. A deep-reaching collision structure beneath the Alps // 19th General Assembly of the IUGG. Abst. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. Vol. 1. P. 53.
- Muessing K.W. Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela and adjacent areas // The Caribbean - South American plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. Vol.162. P. 217-230.
- Muir Wood R. Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia // Earthquakes at North-Atlantic passive margins; neotectonics and postglacial rebound. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. 1989. P. 141-173.
- Nakagawa H., Niitsawa N., Kitamura N. et al. Preliminary results on magnetostratigraphy of Neogene stage stratotype sections in Italy // Rev. ital. paleontol. 1974. Vol.80, N 4. P. 615-630.
- Nakamura K. En-echelon features of Icelandic ground fissures // Acta natur. Island. 1970. Vol.2, N 8. 15 p.
- Nakata T. Active faults of the Himalaya of India and Nepal // Tectonics of the Western Himalayas. Geol. Soc. Amer. Special Paper N 232, 1989. P. 243-264.
- Nakata T., Kizaki K. Active faults of the Nepal Himalayas and their significance // Intern. Symp. on neotectonics in South Asia. Dehradun, 1986. P. 127-136.
- Needham H.D., Francheteau J. Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48'

North // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol.22. P. 29-43.

- Nemcok M. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1, P. 332.
- Ni J.F. Active tectonics of the Himalaya // Proc. Indian Acad. Sci (Earth Planet, Sci.), 1989. Vol.98, N 1, P. 71-89.
- Ni J.F., Barazangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himaiaya // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89. P. 1147-1163.
- Ni J.F., Barazangi M. Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the Himalayas // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B8. P. 8205-8218.
- Ni J.F., York J.E. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 1978. Vol.83, N B11. P. 5377-5384.
- Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A. Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol.41. P. 199-203.
- Nolan T.B The Basin and Range Province in Utah, Nevada and California // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1943 N 197-D. P. 141-196.
- Nowroozi A.A. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afhanistan and plate tectonics of the Middle East // Bul Seismol. Soc. Amer. 1972. Vol.62, N 3. P. 832-850.
- Olesen O. The Stuoragurra fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1988. Vol.68. P. 107-118.
- Olesen O., Gjelle S., Henkel H. et al. Neotectonics in the Ranafjorden area, northern Norway // NGU (Geol. Survey of Norway) Bul, 1995. Vol.427. P 5-8.
- Olesen O., Henkel H., Lile O.B. et al. Geophisical investigations of the Stuoragurra postglacial fault, Finnmark, northern Norway // J. Applied Geophys. 1992. Vol.29. P. 95-118.
- Olesen O., Henkel H., Lile O.B. et al. Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1992_b. Vol.72. P. 301-306.
- Oral M.B., Torsoz M.N., Reilinger R. GPS measurements and finite elements modelling of present-day tectonic deformation in the Eastern Mediterranian // AGU chapman conf. on time dependent posi-

tioning: Modelling crustal deformation. Annapolis, MD, 1991 (Oral presentation).

- Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Reykjavik: Soc. Sci. Islandica, 1971. Vol.40. 187 p.
- Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1974, Vol.2. P. 25-50.
- Pasquale V., Verdoya M., Chlozzi P., Fresu S. Termal evolution and nature of the crust beneath the Ligurian Sea // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1, P. 58.
- Pavlides S.B., Kilias A.A. Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece) // Annales Tectonicae. 1987, Vol.1, N 2. P. 97-104.
- Pavlides S.B., Mountrakis D., Kilias A.A., Tranos M. The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics // Annales Tectonicae. 1990. Vol.4, N 2. P. 196-211.
- Pavlides S.B., Rondoyanni-Tsiambaou Th., Chatzipetros A. Preliminary Report on characteristics of active fault zones of Greece (World Map of active faults). Thessaloniki: Aristotle Univ., 1991. 10 p.
- Pavoni N. Die nordanatolische Horisontalverschiebung // Geol. Rdsch. 1961. Vol.51, N 1. P. 122-139.
- Perfit M.R., Heezen B.C. The geology and evolution of the Cayman Trench // Bul. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol.89, N 8. P. 1155-1174.
- Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V. Regularities of the joint of the Pamirs and Tien Shan // Tectonophisics. 1975. Vol.29, N 1/4. P. 429-438.
- Philip H. Carte tectonique actuelle et recente du domaine Mediterraneen et de la chaîne Alpine. Montpellier-Paris: Univ. Des Sciences et Techniques du Languedoc - Inst. Nat. d'Astronomie et de Geophysique, 1982.
- Pitman III W.C., Herron E.M. Continental drift in the Atlantic and the Arctic // Geodynamic of Iceland and the North of Atlantic Area. Reykjavik, 1974. P. 1-17.
- Plafker G. Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake // Geol. Surv. Prof. Paper N 543. Washington, D.C., 1969. 174 p.
- Plafker G. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implication for arc tectonics // J. Geophys. Res. 1972. Vol.77, N 5. P.901-925.
- Plafker G. Tectonic aspects of the Guatemala earth-

quake of 4 February 1976 // Science, 1976. Vol.193. P. 1201-1208.

- Powell C.M., Conaghan P.J. Plate tectonics and the Himalayas // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol.20. P. 1-12.
- Pozaryski W., Dembovski Z. Geological map of Poland and adjacent countries, 1:1000000. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne, 1984.
- Proceedings of conference on geological problems of San Andreas fault system / W.R. Dickinson,
 A. Grantz (Eds.) Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1968. Vol.11, 374 p.
- Quennell A.M. Tectonics of the Dead Sea rift // Association de Servicios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956. Mexico, 1959. P. 385-405.
- Ramberg H. Gravity, Deformation and the Earth's Crust. London: Acad. Press, 1967.
- Ramberg J.B., Gray D.F., Raynolds R.G.H. Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35°20"N // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977, Vol.88, N 5. P. 609-620.
- Ramberg J.B., van Andel T.H. Morpholody and tectonic evolution of the rift valley at lat. 36°30"N. Mid-Atlantic Ridge // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 4. P. 577-586.
- Ratschbacher L., Frisch W., Liu Guanghua. Distributed deformation in Southern and Western Tibet during and after the India-Asia collision // 7th EUG Meeting, Abst. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1. P. 267.
- Ratschbacher L., Merle O., Davy Ph., Cobbold P. Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity // Tectonics. 1991. Vol. 10, N 2. P. 245-256.
- Reik G. Residuelle Spannungen in quartzreichen Gesteinen Rontgen diffraktometrische Messung und Erklorungsmog-lichkeiten ihrer Enstehung // Geol. Rdsch. 1976. Vol.65, N 1. P. 66-83.
- Retlinger R., Barka A. GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus, Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997, P. 91-108.
- Report of Intern. Res. and Development Cooperation ITIT. Project N 8513. Res. on Quaternary Crustal Movement and Earthquake Prediction. Tokyo: Ministry of Intern. Trade and Industry, 1988. 96 p.
- Ribeiro A., Kullberg M.C., Kullberg J.C. et al. A review

of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks // Tectonophysics. 1990. Vol.184, N 3/4. P. 357-366.

- Rod E. Origin of Arc of the Western Alps. Buil. Aust. Soc. // Explor. Geophys. 1979. Vol.10, N 2. P. 169-173.
- Roger T. H., Nason N.D. Active faulting in the Hollister area, // Proc. of Conf. on Geol.Probl. of San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1968. Vol.11, P. 242-245.
- Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89, N B7. P. 6256-6270.
- Ross M.I., Scotese Ch. R. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region // Tectonophysics, 1988. Vol 155. P. 139-168.
- Rouden L.H., Horvath F., Burchfiel B.C. Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region // Bul. Geol. Soc. Amer. 1982, Vol.93. P. 717-725.
- Rouden L., Horvath F., Rumpler J. Evolution of the Pannonian basin system: 1. Tectonics // Tectonics. 1983. Vol.2, N 1. P. 63-90.
- Saemundsson K. Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone // Bul. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol.85, N 4. P. 495-504.
- Sage O., Jr. Paleocene geography of the Los Angeles region // Proc. of the Conf. on Tectonic Probl. of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973. Vol.13 P. 348-357.
- Sahni A., Kumar V. Palacogene palaeobiogeography of the Indian subcontinent // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol 1974. Vol.15. P. 209-226.
- Saroglu F. Age and offset of the North Anatolian fault // METU Journ, of pure and applied sci. 1988. Vol.21, N 1/3, P. 65-79.
- Saroglu F., Emre O., Kuscu I. Active fault map of Turkey, 1:1000000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor., 1992_a.
- Saroglu F., Emre O., Kuscu I. The East Anatolian fault zone of Turkey // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992, Supplement to Vol.6. P. 99-125.
- Savage J. C., Prescott W.H., Kinoshita W.T. Geodimeter measurement along the San Andreas fault // Proc. of the Conf. on Tecton. Probl. of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1973, Voi.13, P. 44-55.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P. et al. Kin-

ematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1-35.

- Scheepers P.J.J., Langereis C.G., Zijderveld J.D.A. Differential tectonic rotations along the Tyrrhenian arc // 20th IUGG Gen. Assembly, IAGA. Prog. and Abst. p.87.Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 87.
- Schubert C. Basin formation along the Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89. P. 5711-5718.
- Schubert C., Estevez R., Henneberg H. The Bocono Fault, Western Venezuela // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol.6. P. 238-260.
- Sengor A. M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics, 1981. Vol.75, N 1. P. 181-241.
- Shi Jionhang, Feng Xianyue, Ge Shumo et al. The Fuyun Earthquake Fault Zone in Xinjiang, China // A collection of papers in Intern. Sympos. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 325-346.
- Shurbet D.H., Cebull S.E. Crustal low-velocity layer and regional extension in the Basin and Range Province // Bul. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol.82, N 13. P. 3241-3244.
- Sieh K.E. Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California // J. Geophys. Res. 1978. Vol.83, N B8. P. 3907-3939.
- Sinha A.K. Geology of Higher Central Himalaya, West Sussex, John Wiley and Sons Ltd., 1989, 236 p.
- Slejko D., Carrulli G.B., Nicolich R. et.al. Seismotectonics of the eastern Southern Alps: A Review // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 1989. Vol.31, N 122, P. 109-136.
- Slunga R.S. The Baltic shield earthquakes // Tectonophysics. 1991. Vol. 189. P. 323-331.
- Snyder D.B., Barazangt M. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations // Tectonics. 1986. Vol.5, N 3. P. 361-373.
- Snyder W.S., Dickinson W.R., Silberman M.L. Tectonic implication of space-time patterns of Cenozoic magmatism in the Western United States // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol.32. P. 91-106.
- Spakman W. The upper mantle structure in the Central European-Mediterranian region // European Geotraverse (EGT) Project, the central segment.

Strasbourg: European Science Foundation, 1986. P. 215-222.

- Spakman W., van der Hilst R. The structure of the upper mantle beneath (1) Central Europe, the Mediterranean and the Middle East, (2) Central America and (3) the NW-Pacific; results from large scale delay time tomography // 19th General Assembly of the IUGG. Abst. Vol.1. Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. P. 51.
- Spencer D.A. Did an initial promontory collision cause the occurrence of eclogite facies metamorphism in the Himalayan belt? // Abst. of the 7th EUG Meeting. Terra Nova. 1993. Vol.5. Supplement to N 1, P 269
- Srivastava S.P., Roest W.R., Kovacs L.C. et al. Oakey G., Levesque S., Verhoef J., Macnab R. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin // Tectonophysics. 1990. Vol.180, N 3/4. P. 229-260.
- St.Amand P., Allen C.R. Strike-slip faulting in northern Chile: Abstract // Bul. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol.71. P. 1965.
- Stephansson O., Ljunggren C., Jing L. Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // Tectonophysics. 1991. Vol.189. P. 317-322.
- Stets J., Wurster R. Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko // Geol. Rdsch. 1982, Vol.70, N 3. P. 801-841
- Stewart J. H., Moore W.J., Ziets J. East-west pattern of Cenozoic igneous rocks, aeromagnetic anomalies, and mineral deposits, Nevada and Utah // Bul. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol.88, N 1. P. 67-77.
- Swinzow G.K. Investigation of shear zones in the ice sheet margin, Thule area, Greenland // J. of Glaciology. 1962. Vol.4, N 32. P. 215-229.
- Sykes L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1967. Vol.72. P. 2131-2153.
- Szadeczky-Kardoss E. The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaride area // Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, 1975. P. 69-86.
- Tanner V. Studier over kvartarsystementi Fennoskandias nordliga delar IV// Bulletin de la Commission Geologigue de Finlande, 1930. Vol.88, 594 p.
- Tapponier P., Molnar P. Slip-line theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol.264, N 5584. P. 319-324

- Tator Yu. Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan) // Tectonophysics. 1975. Vol.29, N 1/4. P. 401-409.
- Tchalenko J.S. Seismotectonic framework of the North Tehran fault // Tectonophysics. 1975. Vol.29, N 1/ 4. P. 411-420.
- Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dashte Bayas (Iran) earthquake fractures // Bul. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol.81, N 1. P. 41-60.
- Tchalenko J.S., Berberian M. Dasht-e-Bayaz fault, Iran, earthquake and earlier related structures in bed rock // Bul Geol.Soc.Amer 1975. Vol.86, N 5. P.703-709.
- Tchalenko J.S., Braud J. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main recent fault between 33 and 35°N // Phylos. Trans. Royal Soc. London. 1974. Vol.277, N 1262. P. 1-25.
- Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran // Nature. 1974. Vol.248, N 5450. P. 661-663.
- Termier P. Les montagnes entre Briancon et Vallouise. Paris: Mem. Carte Geol. France, 1903.
- Tewari A.P On the Upper Tertiari deposits of Ladakh Hymalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region // 22th IGC. Rep., 2. New Delhi, 1964. P. 37-58.
- Thatcher W. Present-day crustal movements and the mechanics of cyclic deformation // The San Andreas fault system, California, Wash., D.C.: US Govern, Print Office, 1990. P. 189-206.
- The instruction for Seismotectonic map of Asia and Europe / Zhang Yuming, Wang Liangmou, Dong Ruishu, Guo Wenxiu, Wang Xiangnan (Eds.) Beijing: State Seismol. Bureau Publ., 1981. 90 p. (in Chinese).
- Thorarinsson S., Saemundsson K., Williams R.S., Jr. ERTS-1 image of Vatnajokull: Analysis of glaciological, structural and volcanic features // Jokull. 1973, Vol.23. P. 7-17.
- Toksoz M.N., Arpai E., Saroglu F. East Anatolian earthquake of 24 November 1976 // Nature. 1977. Vol.270. N 5636. P. 423-425.
- Tollmann A. Geologie von Osterreich, 1: Die Zentralalpen. Wien: Deuticke, 1977.
- Tomblin J. F. Seismicity and plate tectonics of the eastern Caribbean // Mem.-Trans. 6th Conf. Geol. Caribe. Caracas, 1972. P. 277-282.
- Tomec C. Cenozoic development of the Carpathian arc

// 27th IGC. Abst., 3. Moscow: Nauka Press, 1984, P. 434.

- Trifonov V.G. Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia // Bull Geol. Soc. Amer. 1978, Vol.89, N 7. P. 1059-1072.
- Trifonov V.G. Problems of and mechanism for tectonic spreading of Iceland // Modern Geology. 1978, Vol.6, N 3. P. 123-137.
- Trifonov V.G. An overview of neotectonic studies // Intern. Geol. Review. 1989. Vol.31. P. 111-161.
- Trifonov V.G. World map of active faults (Preliminary results of studies) // Quaternary Intern. 1995. Vol.25, N J. P. 3-12.
- Trifonov V.G. World map of active faults, their seismic and environmental effects // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997. P. 169-180.
- Trifonov V.G., Bayroktutan M.S., Korakhonian A.S., Ivonova T.P. The Erzincan earthquake of March 13, 1992, in Eastern Turkey: Tectonic aspects // Terra Nova. 1993. Vol.5, N 2. P. 184-189.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Assaturian A.O., Ivanova T.P. Relationship of earthquakes and active faults in Anatolia, the Lesser Caucasus and the Middle East // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Proc. of Intern. Conf. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994, P. 41-55.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Ibid. 1994, P 56-78.
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Scobelev S.F. The Talas-Fergana active right-slip fault // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992. Supplement to Vol.6. P. 224-237.
- Tryggvoson E Measurement of surface deformation in Iceland by precision levelling // J. Geophys. Res. 1968, Vol.73, P. 7039-7050.
- Tryggvason E., Thoroddsen S., Thorarinsson S. Greinargerd jardskjalftanefndar um jardskjalfahaettu a Islandi // Timarit verkfrae ingafelags Islands. 1958. Vol.43, N 6. P. 1-9.
- Turner S., Hawkesworth Ch., Liu J. et al. Uplift-related magmatism of the Tibetan Plateau // Abst. of the 7th Meeting of EUG. Terra Nova, 1993. Vol.5. Supplement to N 1. P. 248.
- Utsu T. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone // J.

Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7. 1967. Vol.3, N 3. P.129-195.

- Valdija K.S. Neotectonic activities in the Himalayan belt. // Intern. symp. on Neotectonics in South Asia. Dehradun, 1986. P. 241-261.
- Villalain J.J., Osete M.L., Vegas R. et al. New palaeomagnetic results in the Western Subbetics, Betic Cordilleras (Southern Spain) // 20th IUGG Gen. Assembly, IAGA. Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 86.
- Vine F.J. Spreading of the ocean flow-new evidence // Science, 1966, Vol.154, N 3755, P 1405-1415.
- Vinnik L.P., Kind R., Kosarev G.L. Azimuthal anisotropy in the boundary layer between the upper and the lower mantle // 19th General Assemble of the IUGG, Abst., 1., Vancouver: Univ. of British Columbia Publ., 1987. P. 47.
- Waalewijn A. Investigations into recent crustal movements in the Netherlands // Ann. Acad. Sci. Fenn., A. 1966, Vol.90, P. 401-412.
- Wadia D.N. The syntaxis of the NW Himalaya // Rep. Geol. Surv. India. 1931. Vol.65.
- Walker G. P.L. Evidence of crustal drift from Icelandic geology // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1965. Vol.258. P. 199-204.
- Wallace R.E. Earthquake of August 19, 1966, Varto area, Eastern Turkey // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1968, Vol.58, N 1. P. 11-45.
- Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, Catifornia // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault Sysytem. Stanford: Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1968, Vol. 11. P. 6-20.
- Wallace R.E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault // Bul. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol.81, N 10. P. 2875-2890.
- Ward P.L. New interpretation of the geology of Iceland // Bul. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol.82, N 11. P. 2991-3012.
- Warsi W. E K., Molnar P. Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya // Ecologie et geologie de L'Himalaya. Colloques intern. du C. N.R.S. N 268, 1977. P. 463-478.
- Wellman N.W. Quaternary tectonics of New Zealand // Geol. Rdsch. 1955. Vol.43, N 1. P. 245-254.
- Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Vol.55, N 3. P. 716-735.
- Wensink H. Paleomagnetic stratigraphy of younger ba-

salts and intercalated plio-pleistocene tillites in Iceland // Geol. Rdsch. 1964. Vol.54, N J. P. 364-384.

- Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // Isr. J. Earth Sci. 1965. Vol.15 P. 33-37.
- Zhang Qingsong, Li Bingyuan, Wang Fubao et al. Uplifting and environmental changes of Kunlun-Karakorum mountains // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991, P. 423.
- Zhang Qingsong, Zhou Yaofet, Lu Xiangshun, Xu Qiuliu. On the present speed of Tibetan Plateau // Intern. Union for Quternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991, P. 423.
- Zhu Xiangyuan, Chung Liu, Sajuan Ye, Jinli Liu. Remanence of red beds from Linzhou, Xizang and the northward movement of the Indian plate // Scient. Geol. Sinica, 1977. Vol.1. P. 44-51.
- Zhu Yunzhu, Cheng Guo, Wu Bihao et al. Uplifting of Qinghai-Tibet Plateau and changing of East Asia environment in Quaternary // Intern. Union for

Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991, P. 438.

- Zijerveld L., Stephenson R., Cloething S. et al. Subsidence analysis and modelling of the Roer Valley Graben (SE Netherlands) // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. P. 159-171.
- Zoback M.-L., Zoback M.D., Adams J. et al. Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. Vol.341, P. 291-298.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics // Tectonophysics. 1981. Vol.76, N 1/2. P. 1-46.
- Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. 1989. Vol.168. P. 327-337.
- Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // J. of geodynamics. 1990. Vol.11. P. 327-342.

- 41